

Л. Л. ГРОДНИЦКИЙ,
А. К. ПОЛИН

ПЕГМАТИТЫ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ И ИХ ОРЕОЛЫ

ПЕТРОЗАВОДСК 1975

Л. Л. ГРОДНИЦКИЙ, А. К. ПОЛИН

ПЕГМАТИТЫ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ И ИХ ОРЕОЛЫ

(классификация, петрографические
и геохимические особенности,
условия формирования)

Научный редактор
кандидат геолого-минералогических наук
Б. Я. Алексеев

Гродницкий Л. Л., Полин А. К.

Г 86 Пегматиты северной Карелии и их ореолы (классификация, петрографические и геохимические особенности, условия формирования).

Стр. 201, ил. 71, табл. 41, текст. прил. 12, граф. прил. 16, библиогр. 9 л.

Излагаются результаты петрографических и минералого-геохимических исследований слюдяных, слюдяно-керамических и керамических пегматитов северной Карелии и их ореолов. Приводится новая структурно-минералогическая классификация, составленная на основе признака ассоциаций породообразующих минералов пегматитов и влияния состава вмещающих пород. На этой основе рассматриваются внутрипегматитовая вертикальная зональность, закономерности размещения пегматитов на месторождениях, геохимические особенности петрогенных элементов в минералах пегматитов, дается петрографическая и минералого-геохимическая характеристика околожильных изменений вмещающих пород, излагаются данные об условиях формирования пегматитов и их ореолов. В заключении помещены материалы, иллюстрирующие возможные пути использования полученных результатов в поисково-разведочных целях.

Г 0292—013
М 127 (03)—74

© Карельский филиал АН СССР, 1975.



ВВЕДЕНИЕ

Гранитные пегматиты северной Карелии, источники высококачественного мусковита и керамического сырья, на протяжении многих лет остаются объектами разностороннего научного исследования и широко-го промышленного освоения.

Основные теоретические положения, установленные А. Е. Ферсманом, Д. С. Коржинским и А. Н. Заварицким, нашли дальнейшее развитие в применении к пегматитам докембрийских метаморфических комплексов в работах В. Д. Никитина, П. П. Боровикова, Г. Г. Родионова, А. И. Гинзбурга, Ю. М. Соколова, И. К. Карпова, Б. М. Шмакина.

В исследовании важнейших особенностей геологической обстановки, состава и внутреннего строения, в раскрытии основных условий формирования, а также промышленных черт слюдяных и керамических пегматитов значительную роль сыграли работы широкого круга авторов, сотрудников научных и производственных организаций. Эти работы указываются в начале соответствующих разделов и глав.

Одной из узловых проблем в течение всего времени исследования рассматриваемых пегматитов остается задача их структурно-минералогической классификации (Борисов, 1937; Григорьев, 1937; Бунтин, 1937; Лабунцов, 1939; Боровиков, Никитин, 1951; Горлов, 1956; Скропышев, 1953, 1965; Шуркин и др., 1962; Сучков, 1963; Шмакин, 1964; Родионов, 1964).

Однако многочисленные новые факты, полученные за последние десятилетия в связи с широким применением при вскрытии пегматитов подземных горных выработок, требуют рассмотрения и анализа на новой классификационной основе. Такая классификация, учитывая широкие, установленные в самые последние годы данные по минеральным ассоциациям пегматитов и химизму петрогенных элементов в минералах, может быть построена с применением парагенетического анализа, разработанного Д. С. Коржинским и его школой. Параллельное и взаимосвязанное изучение пегматитов и вмещающих пород позволит рассматривать в совокупности развитие пегматитов и их ореолов на разных этапах процесса. Значительные достижения в исследовании условий метаморфизма и метасоматоза (работы Д. С. Коржинского, А. А. Маракужева, Л. Л. Перчука, В. С. Соболева с сотрудниками, Д. А. Великославинского, Ю. М. Соколова, В. А. Глебовицкого, М. Г. Друговой, а за рубежом — Ф. Тернера, Д. Ферхугена, Т. Барта, Г. Винклера, А. Миаширо, Б. Старта) сделали возможным применение при интерпретации термодинамических условий пегматитогенеза целого ряда диаграмм и методов. На этой основе может быть поставлена задача рассмотрения этих связей во времени и пространстве на примере пегматитов северной Карелии, теснейшим образом связанных с процессами метаморфизма (в пределах разных месторождений).

Все указанные вопросы, а также целый ряд других (вертикальная зональность, элементы внутрирудной тектоники, закономерности

пространственного размещения пегматитов различных типов на месторождениях, возможности применения классификации при поисках и разведке) составляют содержание настоящей работы.

Материал собран авторами в 1958—1970 гг. в процессе работы в составе Северной экспедиции СЗТГУ, НИИ геологии при Саратовском университете, Институте геологии Карельского филиала АН СССР.

Изучались гранитные пегматиты ряда крупных месторождений: Тэдино, Малиновая Варакка, Пертиваракка, Дальние и Ближние Топорные Варакки, Хитогора, Копатозеро, группа месторождений дер. Пөлубояры (Мянднаволок, Круглая губка, Плотнаволок, Кенозеро, Лыковая губа, Прямой берег, Широкая губка, Шурупная ламбина, Высокий бор, Видозеро, Видобор, Иостров, Лисий бор, Каменная губка, Игрищева ламбина), Хетоламбино и восточный берег Большого Пулонгского озера, группа месторождений им. Чкалова (Попов Наволок, 8-е Марта, Черная Салма, остров Олений, Малая и Большая Будаиха, Левин бор, Коросовский бор, Колыбаевский бор). Изучены все доступные наблюдения пегматиты перечисленных месторождений общим числом около 550, по 126 из них собран детальный материал.

Помимо этого, в разные годы авторы посещали месторождения Плотина, Екиваракка, Вуатваракка, Котозеро, Лоушки, Кривое озеро, Панфилова Варакка и др.

В работе приводятся материалы лишь по части детально изученных объектов (около 50), в противном случае графическая и текстовая части оказались бы непомерно перегруженными и неудобочитаемыми. Все остальные данные составляют фондовые работы авторов последних лет.

В книге приводятся результаты 863 оригинальных и 77 заимствованных силикатных анализов минералов и пород (лаборатории НИИ геологии Саратовского университета и Института геологии Карельского филиала АН СССР, аналитики: В. А. Доильницына, З. П. Помазан, Т. Н. Брагина, Г. И. Капустина, С. И. Мишина, В. А. Жукова, А. М. Олейникова, Э. П. Маркина); данные определения степени триклинности и упорядоченности микроклинов в 41 образце (рентгеновская лаборатория Института геологии Карельского филиала АН СССР, исполнители: В. П. Мартынов, В. И. Соколов); данные 307 иммерсионных определений показателей преломления плагиоклазов, биотитов, результаты 11 определений объемного веса и пористости гнейсов, 20 определений удельного веса и 10 определений a_0 граната (рентгеновская лаборатория Института геологии Карельского филиала АН СССР, исполнитель Р. П. Эйгирд). Исследования по декрепитации (800 образцов) и гомогенизации (200 определений в 20 образцах) выполнены А. К. Полиным.

Статистическая обработка материала (дискриминантная функция и корреляционный анализ) производилась на ЭВМ «Минск-22» по программе, составленной в лаборатории математической геологии Карельского филиала АН СССР (К. И. Хейсканен).

Глава V написана А. К. Полиным, остальная часть книги — Л. Л. Гродницким. Авторы пользовались ценными советами Г. Г. Родионова и В. В. Гордиенко, прочитавшими работу в рукописи. Большая практическая помощь в проведении полевых исследований была оказана главным геологом Чупинского рудоуправления А. М. Кокконеном. Всем названным товарищам авторы выражают глубокую признательность. С особой теплотой и благодарностью вспоминаются поддержка и участие В. Д. Никитина и П. П. Боровикова.

Авторы благодарят также Г. Е. Суслову, Э. Т. Вихолайнен и Т. М. Плотицыну, выполнивших большую работу по подготовке образцов и оформлению рукописи.

ГЛАВА I

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Северокарельские слюдяные, слюдяно-керамические и керамические легматиты входят в состав жильной формации беломорского метаморфического комплекса архейского возраста (Полканов, 1939; Судовиков, 1939; Мишарев и др., 1960; Шуркин и др., 1962).

Беломорида Карелии представляют собой весьма сложное образование, в силу чего в понимании их стратиграфии и региональной структуры среди исследователей нет единства. Последние фактически наиболее обоснованные схемы принадлежат Д. Т. Мишареву, А. С. Амеландову, В. С. Смирновой (1960), Е. П. Чуйкиной, а также К. А. Шуркину, В. Л. Дуку, Н. В. Горлову (1962).

Группа авторов (Мишарев и др., 1960) исходит из трехчленного деления разреза беломорской серии на свиты: нижнюю (керетскую), сложенную преимущественно микроклин-плагиоклазовыми биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами; среднюю (хетолаббинскую), представленную переслаиванием амфиболитов, амфибол-биотитовых плагиогнейсов и микроклин-плагиоклазовых биотитовых гнейсов; верхнюю (лоухскую), в состав которой входят главным образом дистено-гранато-биотитовые, гранато-биотитовые и биотитовые (глиноземистые) плагиогнейсы. Симметричное в плане расположение двух нижних свит относительно верхней объясняется авторами наличием здесь синклинальной структуры северо-западного направления — Енско-Лоухского синклинория, опрокинутого на юго-запад.

К близким выводам относительно характера региональной структуры пришли К. А. Шуркин и В. Л. Дук, однако в разрезе беломорской серии в Чупино-Лоухском районе они выделяют четыре свиты (снизу): керетскую, хетолаббинскую, лоухскую и чупинскую. В этой схеме лоухская свита является стратиграфическим аналогом верхней подсвиты хетолаббинской свиты по расчленению Д. Т. Мишарева и др. и представлена переслаиванием амфибол-биотитовых, биотитовых и гранато-биотитовых плагиогнейсов.

Коллектив геологов СЗТУ (Е. П. Чуйкина, Э. А. Поляк, В. И. Едовин и др.), используя факт выдержанного северо-восточного падения пород, представляет региональную структуру как моноклиналь (западное крыло Кандалакшского синклинория или восточное крыло Кольско-Карельского антиклинория) и расчленяет разрез беломорской серии в северной Карелии на пять свит (снизу): западную, котозерскую, чупинскую, хетолаббинскую и керетскую.

Подобный вывод о характере региональной структуры независимо делает и Н. В. Горлов (Шуркин, Горлов и др., 1962), но его стратиграфическая схема несколько отличается от схемы Е. П. Чуйкиной.

Изверженные породы, входящие в состав беломорского комплекса, характеризуются широким разнообразием минерального и химического состава, структур, возраста, морфологии слагаемых ими тел и генезиса (Полканов, 1936; Судовников, 1939; Шуркин, 1955, 1957, 1960а, б, в; 1962; Жданов, 1959).

Данные комплексного изучения, проведенного в последние годы К. А. Шуркиным, позволили разделить интрузивные породы основного и ультраосновного состава на три возрастные группы: доорогенные — амфиболиты, раннеорогенные — от перидотитов и пироксенитов до габбро и габбро-диоритов, позднеорогенные — дайки метагаббро-диабазов и габбро-амфиболитов. Среди пород гранитного ряда в зависимости от условий их образования К. А. Шуркин выделяет анатектит-граниты, метасоматические граниты и магматические жильные граниты.

К накоплению обширных знаний привело многолетнее изучение тектонических структур района широким кругом исследователей (Полканов, 1937; Судовников, 1939, 1955а, б; Салоп, 1940; Скропышев, 1953; Родионов, 1956; Рыцк, 1959, 1962; Мишарев и др., 1960; Горлов, 1956, 1960, 1967; Макиевский, 1962а, б; Шуркин и др., 1962). Установлены и описаны складчатые и разрывные структуры различных порядков, возраста и генезиса. Н. В. Горлов на основе его представлений о сингенетичности всех складчатых структур региона дал общую схему внутреннего строения беломорид. Значительно менее изучены дизъюнктивные дислокации, до настоящего времени не увязанные генетически и пространственно между собой и со складчатыми структурами.

В толковании истории развития беломорид в настоящее время нет единого мнения. Если выводы К. А. Шуркина, В. Л. Дука, Н. В. Горлова, Е. П. Чуйкиной и других опираются на общее представление о развитии беломорид в течение одного тектоно-магматического цикла, то противоположная точка зрения (Н. Г. Судовников, Д. Т. Мишарев и др.) предполагает наличие в истории района двух оторванных друг от друга во времени этапов складчатости, метаморфизма и магматизма. Соответственно многие из рассмотренных выше пород приобретают в этой схеме иные возрастные и генетические соотношения. В самое последнее время высказано мнение о нескольких этапах складчатости и метаморфизма в истории беломорид (Стенарь, 1969; Володичев, 1969), а также впервые приведены данные о наличии среди пород беломорского комплекса реликтов гранулитовой фации регионального метаморфизма.

В северной Карелии известно около 5 тыс. пегматитовых тел и проявлений, образующих более 50 месторождений и кустов. Среди них Маглиновская Варакка, Тэдино, Плотина, им. Чкалова, Хетоламбино. В течение многих лет они служат источником сырья высшего качества.

Пегматиты обладают широким разнообразием минерального состава, структур, внутреннего строения, геохимических особенностей, морфологии, характера залегания, размеров и промышленных черт. В связи с таким разнообразием описание даже главных признаков пегматитов района возможно лишь на основе классификации (см. гл. II).

Возрастное положение рассматриваемых пегматитов определяется принадлежностью к беломорскому комплексу. Однако установлено, что формирование пегматитов происходит в течение длительного промежутка времени и характеризуется определенной стадийностью. Эти представления отражены в подразделении пегматитов на генерации (Шуркин и др., 1962) и возрастные группы (Рыцк, 1962). Все рассматриваемые в настоящей работе пегматиты принадлежат ко 2-й генерации (позднесинкинематические жильные породы) по К. А. Шуркину, или ко 2-й возрастной группе (постскладчатые пегматиты) по Ю. Е. Рыцку. Никаких

фактов, свидетельствующих о возрастных различиях пегматитов внутри рассматриваемой группы, до настоящего времени не установлено.

В заключение главы коротко о некоторых общих особенностях геологических условий залегания пегматитов на разных месторождениях.

Изученные месторождения (Тэдино, Малиновая Варакка, Карельский, Полубояры, Хетолабмино, им. Чкалова) стратиграфически связаны с чупинской и хетолабминской свитами. Вмещающими пегматиты породами являются соответственно глиноземистые (дистено-гранато-биотитовые, гранато-биотитовые, биотитовые, двуслюдяные) плагиогнейсы в переслаивании с микроклин-плагиоклазовыми гранито-гнейсами и аплитами, а также микроклин-плагиоклазовые биотитовые гнейсы в переслаивании с амфибол-биотитовыми плагиогнейсами и амфиболитами.

Среди пород чупинской свиты в пределах рассматриваемых месторождений могут быть выделены два типа пачек: пачки крупнозернистых полосчатых рассланцованных дистено-гранато-биотитовых и гранато-биотитовых плагиогнейсов и пачки переслаивания мелко- и среднезернистых массивных и слабо рассланцованных гранато-биотитовых и биотитовых плагиогнейсов с микроклин-плагиоклазовыми гранито-гнейсами и аплитами. Хетолабминская свита на изученных площадях также представлена чередованием в разрезе пачек двух характерных типов: пачки биотитовых и гранатовых амфиболитов с подчиненным количеством амфибол-биотитовых плагиогнейсов и пачки переслаивания микроклин-плагиоклазовых биотитовых гранито-гнейсов и плагиоклазовых амфибол-биотитовых гнейсов, содержащих небольшие изолированные пластовые тела амфиболитов.

В структурном отношении большинство месторождений пегматитов пространственно связано с антиклинальными складками 3-го и более высоких порядков (Шуркин и др., 1962; Горлов, 1967).

На каждом месторождении пегматиты локализуются в пространственные серии (полосы, кусты). При этом элементы залегания тел, принадлежащих различным полосам (кустам), могут быть различны, тогда как внутри отдельно взятой полосы наблюдается определенная общность пространственной ориентировки жил. Линейно вытянутые пегматитоносные полосы пересекают границы различных стратиграфических горизонтов. В таких случаях иногда фиксируется изменение морфологии и углов падения пегматитовых жил, простирающие же их, как правило, остается постоянным. Относительно элементов складчатых структур пегматитоносные полосы и кусты располагаются и ориентируются самым различным образом. При этом известны случаи, когда пегматитоносная полоса может не только переходить без изменения элементов залегания из замковых частей складок на крылья, но и вообще выходить за пределы этих структур (Малиновая Варакка, Пертиозеро).

Кроме пегматитов, залегающих целиком среди гнейсов и амфиболитов, широко распространены так называемые «межбуждинные» жилы, т. е. жилы, связанные пространственно с телами основных и ультраосновных интрузивных пород. Морфология таких жил весьма своеобразна (Борисов, 1937; Бунтин, 1955; Григорьев П. К., 1937), однако общая ориентировка в плане, как правило, такая же, как и у соседних с ними жил, залегающих в гнейсах и амфиболитах*.

* При составлении этой главы не мог быть использован целый ряд работ, рассматривающих узловые вопросы геологической истории Балтийского щита и опубликованных в течение 1972—1974 гг., когда монография находилась в производстве.

ГЛАВА II

СТРУКТУРНО-ПАРАГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

С начала изучения пегматитов опубликовано значительное число работ по классификации этих образований (Niggly, 1920; Lacroix, 1922; Безбородько, 1928; И. И. Гинзбург, 1921; Derry, 1931; Ферсман, 1931; Landes, 1933; Пятницкий, 1934; Амеландов, 1937; Борисов, 1937; Бунтин, 1937; П. К. Григорьев, 1937; Якжин, 1937; Bjarliykke, 1937; Лабунцов, 1939; Johnston, 1945; Власов, 1946, 1952, 1961; Камерон и др., 1951; А. И. Гинзбург, 1955; Скропышев, 1953; Родионов, 1959; Мишарев и др., 1960; Горлов, Симонова, 1957а; Шавло, 1959; Варламов, 1958; Солодов, 1962, 1971; Гинзбург, Родионов, 1960; Родионов, Гинзбург, 1964; Боровиков, 1961; Андреев, 1961; Дворкин-Самарский, 1961, 1966; Рыцк, 1962; Макиевский, 1962б; Шуркин и др., 1962; Шмакин, 1963; Сучков, 1966). Эти схемы охватывают все разнообразие гранитных пегматитов и основаны на самых различных признаках: составе пороодообразующих и акцессорных минералов, структурных и текстурных чертах пегматитов, их геохимических особенностях, морфологии, возрасте, составе вмещающих пород. Каждая из таких классификаций (петрографических, минералогических, геохимических, структурно-морфологических) при изучении пегматитов решает конкретную задачу и этим определяется ее правомерность и полезность.

Если ограничиться рассмотрением только петрографических (структурно-минералогических, текстурно-минералогических) схем, т. е. схем, отражающих состав и свойства пегматита как физико-химической системы, то перечень опубликованных классификаций для слюдяных и керамических пегматитов окажется значительно короче приведенного выше (Борисов, 1937, 1948; Бунтин, 1937; Григорьев В. К., 1937; Якжин, 1937; Амеландов, 1937; Лабунцов, 1939; Мишарев и др., 1960; Горлов, Симонова, 1957а; Андреев, 1961; Дворкин-Самарский, 1961; Шуркин и др., 1962; Шмакин, 1963; Сучков, 1966).

Различная степень структурной дифференциации и размер кристаллических индивидов положены в основу схемы П. А. Борисова (1937). Позже (1948) в числе опорных признаков П. А. Борисов использует также состав полевых шпатов и промышленные черты пегматитов.

П. К. Григорьев (1937) для северной Карелии, А. А. Якжин (1937) для красноярской группы месторождений и А. С. Амеландов (1937) для Урала при расчленении пегматитов на типы принимают во внимание состав полевых шпатов и текстурные особенности пегматита.

Детальное минералогическое описание выделенных типов пегматитовых жил впервые для северной Карелии дано А. Н. Лабунцовым (1939), различия типов в схеме этого автора опирались на состав и количественное соотношение полевых шпатов.

Принципиально новый подход к классификации пегматитов северной Карелии внес Г. Н. Бунтин (1937). Изучая состав пороодообразую-

щих минералов, текстуру и структуру пегматита, он поставил эти свойства в зависимость от состава и структурно-текстурных особенностей вмещающих пород, в которых залегают изученные им жилы. Выделенные этим исследователем классы «красных» и «белых» пегматитов и пять типов внутри этих классов различаются не только составом и внутренним строением, но и всем комплексом литолого-структурных условий их залегания. В дальнейшем литологический фактор при классификации пегматитов находит также выражение в схемах П. П. Боровикова (1961), В. Д. Никитина (1952б), Д. Т. Мишарева и др. (1960).

Представляют интерес три типа пегматитовых образований, выделенных В. Н. Андреевым (1961) для Чуйского слюдоносного поля. Геологоструктурные различия учитываются в его схеме полно, однако, тип секущих пегматитов в ней может быть, видимо, дополнительно подразделен по признаку внутреннего строения и состава.

В. А. Дворкин-Самарский (1961) устанавливает для Мамского слюдоносного района шесть структурно-парагенетических разновидностей пегматита и три типа пегматитовых жил, различающихся количественным соотношением калиевых и натрий-кальциевых полевых шпатов. Типы пегматитов, выделяемые Б. М. Шмакиным (1963) для этого же региона, различающиеся признаками внутреннего строения, располагаются автором в определенный генетический эволюционный ряд.

Последняя по времени и наиболее полная по количеству опорного фактического материала схема карельских пегматитов М. Е. Салье (Шуркин и др., 1962) предусматривает выделение пяти типов по составу полевых шпатов, структуре и текстуре пегматита.

В рассмотренной группе работ проявляются два разных подхода к типизации пегматитов. Одни авторы (П. А. Борисов, П. К. Григорьев, А. Н. Лабунцов, Н. В. Горлов, В. Н. Андреев, В. А. Дворкин-Самарский, А. Н. Спиридонов, М. Е. Салье, В. М. Шмакин, Л. Я. Сидоренко) при разработке классификаций исходят из состава и внутреннего строения самих пегматитов, другие (Г. Н. Бунтин, П. П. Боровиков, В. Д. Никитин, Д. Т. Мишарев, Е. П. Чуйкина, Б. И. Ревнов) в качестве классификационного критерия наряду с этим применяют также состав вмещающих и подстилающих пород. Практика исследовательских и производственных работ последних лет убедительно подтвердила правильность второго подхода. Действительно, на многих примерах можно показать, что состав и структурно-текстурные свойства вмещающих пород оказывают весьма существенное влияние на состав, количественные и структурные взаимоотношения порообразующих минералов пегматитов, текстуру пегматитовых жил, химизм порообразующих минералов и, как следствие этого, на промышленные черты пегматитовых жил.

Говоря о порядке применения данных о составе и внутреннем строении при разработке и классификации пегматитов, можно заметить, что в качестве классификационных критериев в большинстве схем принято два: количественное соотношение полевых шпатов разного состава (плагиоклазовые, микроклин-плагиоклазовые, плагио-микроклиновые) и текстура пегматитовых тел (незональные, зональные, участково-зональные). Такие классификации фактически есть классификации не самой пегматитовой породы, а каких-то ее свойств, хотя и весьма важных.

В то же время многочисленные литературные примеры, касающиеся петрологических классификаций различных магматических, осадочных и метаморфических образований, показывают, что наиболее перспективный подход к их расчленению основан на применении парагенетических (или закономерных пространственных) минеральных ассоциаций как основных систематических единиц классификации. В этом случае классифицируются не свойства пород, а сами породы. Классическим приме-

ром такого подхода могут служить схема метаморфических фаций П. Эскола (Eskola, 1920) или классификация метасоматических пород, данная Д. С. Коржинским (1953) и детализированная В. А. Жариковым (1965). Есть примеры такого подхода и в работах, посвященных редко-металльным пегматитам (Ферсман, 1931; Власов, 1946, 1952, 1961; Ивенсен, 1955; Солодов, 1962).

При классификации слюдяных и керамических пегматитов принцип минеральных ассоциаций в виде единой схемы применения пока не нашел, однако понятие структурно-минерального комплекса как основной систематической единицы рассмотрено с достаточной полнотой и основательностью (Антонюк, 1962).

Варианты схем, использующие структурно-парагенетический подход, предложены одним из авторов настоящей работы в начале 60-х годов и позднее опубликованы (Гродницкий, 1969, 1971).

Таким образом, анализ литературных источников и имеющийся фактический материал позволяют выделить два основных перспективных направления в разработке систематики гранитных пегматитов, связанных со щитами и основаниями древних платформ. Одно из них предполагает учет влияния состава и структурно-текстурных свойств вмещающих пород, другое — использование ассоциаций породообразующих минералов (структурно-минеральных комплексов) как основных систематических единиц.

Тем не менее, на современной стадии изучения пегматитов Беломорья все еще приходится отмечать отсутствие единой региональной петрографической классификации, учитывающей как структурно-парагенетическое разнообразие самих пегматитов, так и влияние состава вмещающих пород, и, кроме того, в полной мере отвечающей кругу известных сейчас фактов. Всем без исключения опубликованным региональным схемам свойствен общий существенный недостаток — низкая степень детальности расчленения пегматитов. Это, по-видимому, объясняется тем, что классификации разрабатывались на основе изучения не всех пегматитов, а лишь меньшей их части, т. е. тех жил, которые были наилучшим образом вскрыты горными выработками и послужили эталонными, опорными. Неполный охват исследованиями всего разнообразия известных жил привел к тому, что в каждой из классификаций «не хватает», как выясняется при подробном сравнении, 5—6 отчетливо выраженных и индивидуализированных типов. Это обстоятельство существенно не только потому, что подобные классификации не могут служить удовлетворительной основой для решения практических задач, но и потому, что при неполном перечне типов нельзя понять генетических соотношений между ними. Иными словами, и в генетическом и в практическом отношении существующие схемы применимы весьма ограниченно.

Все сказанное до сих пор касается, главным образом, пегматитов формации больших глубин (Родионов, Гинзбург, 1964). Если же говорить о взаимоотношениях пегматитовых образований различных формаций, то можно отметить, что с опубликованием статьи В. А. Дворкина-Самарского (1966) эта проблема приобретает определенную дискуссионность, поскольку вопрос о критериях выделения формаций пегматитов, содержании и объеме этой единицы ставится несколько иначе, чем это сделано Г. Г. Родионовым и А. И. Гинзбургом.

СТРУКТУРНО-ПАРАГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ

Предлагаемая нами классификация представляет собой опыт использования указанных выше принципов (состав вмещающих пород и ассоциации породообразующих минералов пегматита) в виде многоступенча-

той схемы, построенной на основе изучения всех известных пегматитовых жил главных месторождений региона. Эта схема, как будет показано, выражает определенные генетические связи между различными типами пегматитов и может быть использована при исследовании различных сторон их генезиса. В этом смысле классификация понимается не как итог генетического исследования, а как его инструмент («Классификация природных явлений в естественных науках есть первая ступень к познанию явлений» — А. Е. Ферсман, 1931).

Вторая задача классификации тесным образом связана с практикой геологоразведочной службы и горнодобывающей промышленности. С этой стороны общее требование ко всякой систематике заключается в возможно более полном соответствии классификационных и промышленных границ в пределах изученной совокупности объектов. Иначе говоря, необходимо, чтобы каждая из выделенных единиц классификации была бы индивидуализирована с точки зрения относительной промышленной ценности всех входящих в ее состав пегматитовых жил.

Типоморфный структурно-минеральный комплекс

Содержание понятия «структурно-минеральный комплекс», известного из работ А. А. Беуса (1951) и Ю. П. Ивенсена (1955), Е. С. Антонюк (1962) дополнил тем условием, что перечень структурно-минеральных комплексов ограничивается теми из них, которые представлены лишь породообразующими минералами пегматита.

Как представляется, помимо этого, среди комплексов с участием полевых шпатов необходимо также отдельно рассматривать комплексы с плагиноклазом и комплексы с микроклином. Только в этом случае один из главных признаков структурно-минерального комплекса — признак качественного минерального состава — получит полное выражение.

Таким образом, в настоящей работе структурно-минеральный комплекс понимается как парагенетическая ассоциация породообразующих минералов пегматита, характеризующаяся постоянством качественного и количественного минерального состава, а также структурных особенностей.

Авторами настоящей работы изучались секущие пегматитовые жилы региона, принадлежащие по схеме Ю. Е. Рыцка (1962) ко второй возрастной группе послескладчатых пегматитов. Согласно пегматиты, описанные Ю. Е. Рыцком как представители первой возрастной группы, малы по своим размерам, сложены, как правило, мелкозернистым недифференцированным пегматитом и промышленного интереса не представляют.

Все изученные пегматитовые жилы по залеганию в породах различного состава подразделены на три большие группы (рис. 1): а) пегматиты, залегающие в горизонтах гранато-биотитовых, дистено-гранато-биотитовых и биотитовых плагиогнейсов; б) пегматиты, залегающие в горизонтах переслаивания микроклин-плагиноклазовых гранитоидов (гранито-гнейсов, лейкократовых биотитовых гнейсов и аплитов) с амфиболитами и амфибол-биотитовыми гнейсами; в) пегматиты, залегающие в горизонтах амфиболитов с прослоями амфибол-биотитовых плагиогнейсов.

Среди пегматитов, кроме жил, лежащих целиком в гнейсах или амфиболитах, развиты так называемые «межбудинные» жилы. Как показало их изучение, по всем главным петрографическим, минералогическим и геохимическим признакам, они не обнаруживают существенных различий с жилами, залегающими целиком среди тех же гнейсов, что и «межбудинные». На этом основании «межбудинные» жилы рассматриваются нами в пределах тех же групп и типов, что и жилы, лежащие

в соответствующих гнейсах вне связи с будинами основных пород. Для простоты изложения пегматиты трех установленных групп в дальнейшем называются соответственно слюдяными, слюдяно-керамическими и керамическими. Эти названия в целом отвечают их промышленной специализации.

На основе данного выше определения в пегматитах каждой из трех групп выделяются следующие структурно-минеральные комплексы.

Структурно-минеральные комплексы группы слюдяных пегматитов

1. Плагноклазовый мелкозернистый (0,5—2 см) пегматит ортотектитовой структуры с чешуйчатым биотитом.
2. Плагноклазовый среднезернистый (2—10 см) пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом.
3. Плагноклазовый крупнозернистый (более 10 см) пегматит пегматоидной (и, в частности, блоковой) структуры с крупнотаблитчатым так называемым «пегматоидным» мусковитом.
4. Микроклиновый крупнозернистый пегматит пегматоидной (в частности, блоковой) структуры с «пегматоидным» мусковитом.
5. Микроклиновый крупнозернистый пегматит блоково-грубографической структуры с листоватым и лейстовым биотитом.
6. Блоковый кварц и сопутствующие ему второстепенные минералы.
7. Кварц-мусковитовый комплекс.

Помимо перечисленных ассоциаций, в слюдяных жилах в редких случаях приобретает заметное развитие среднезернистый плагноклазовый пегматит «крустификационноподобной» (по М. Е. Салье) структуры. Этот комплекс в жилах либо занимает пространственное положение пегматита неяснографической структуры, либо располагается непосредственно рядом с участками его развития, обнаруживая с ним постепенные структурные переходы. Большое сходство в качественном, количественном и минеральном составе, близость пространственного положения этих двух ассоциаций, а также ограниченная распространенность пегматита «крустификационноподобной» структуры, приводят к решению не выделять последний в качестве особого структурно-минерального комплекса, а рассматривать его как разновидность пегматита неяснографической структуры.

Структурно-минеральные комплексы группы слюдяно-керамических пегматитов

1. Микроклин-плагноклазовый мелкозернистый пегматит ортотектитовой структуры с чешуйчатым биотитом.
2. Микроклин-плагноклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом.
3. Микроклин-плагноклазовый крупнозернистый пегматит пегматоидной (в частности, блоковой) структуры с листоватым и таблитчатым биотитом и с крупнокристаллическим мусковитом (или без него).
4. Микроклиновый крупнозернистый пегматит блоково-грубографической структуры с листоватым и лейстовым биотитом.
5. Блоковый кварц с листоватым и лейстовым биотитом (и без него).
6. Кварц-мусковитовый комплекс.

Наряду с этими комплексами часто широко развит микроклин-плагноклазовый пегматит порфиروبластической структуры, являющийся по многим признакам разновидностью пегматита ортотектитовой структуры, а потому особо не выделяемый.

Структурно-минеральные комплексы группы керамических пегматитов

1. Плагноклазовый мелкозернистый пегматит ортотектитовой структуры с чешуйчатым биотитом.

2. Плагноклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом.

3. Плагноклазовый крупнозернистый пегматит пегматоидной (в частности, блоковой) структуры с листоватым и лейстовым биотитом.

4. Микроклиновый крупнозернистый пегматит пегматоидной (в частности, блоковой) структуры с листоватым и лейстовым биотитом.

5. Микроклиновый крупнозернистый пегматит блоково-грубографической структуры с листоватым и лейстовым биотитом.

6. Блоковый кварц с листоватым и лейстовым биотитом (и без него).

В перечни не включен плагноклазовый и микроклиновый пегматит апографических (пятнистых, петельчатых, реликтовых) структур, поскольку эти разновидности пегматита не представляют собой парагенетических ассоциаций и им свойственны весьма широкие колебания количественных и структурных соотношений слагающих их минералов. Характеристика состава и структурных черт выделяемых структурно-минеральных комплексов здесь не приводится, так как эти вопросы широко освещены в литературе (Коржинский, 1937; Петровская, 1937; Ферсман, 1931; Ивенсен, 1955; Родионов, 1959; Шуркин и др., 1962; Антонюк, 1962).

При сравнении комплексов-аналогов, развитых в пегматитах трех выделенных групп, легко устанавливается, что они обладают как многими важными чертами сходства, так и существенными различиями по минеральному составу и химизму породообразующих минералов. Что же касается структурных особенностей, то они аналогичны для всех трех групп.

Типоморфные структурно-минеральные комплексы

Среди структурно-минеральных комплексов, свойственных жилам каждой группы, можно выделить главные — наиболее широко распространенные и обязательно присутствующие в каждой жиле данного типа, и второстепенные — развитые в меньших количествах и не во всех жилах-аналогах. Различия между этими двумя категориями структурно-минеральных комплексов этим, однако, не ограничиваются, а распространяются также и на характер пространственного размещения их в жилах. Если для первых характерно постоянное, фиксированное положение относительно контактов жильных тел, то вторые не обнаруживают в этом отношении какой-либо закономерности, а могут присутствовать в любых зонах и в любых участках жил, различных по мощности и простираемости. Таким образом, в каждой из трех групп пегматитов (слюдяных, слюдяно-керамических и керамических) среди составляющих эти пегматиты структурно-минеральных комплексов могут быть выделены типоморфные комплексы, т. е. обязательные для данной совокупности жил, наиболее широко развитые и занимающие в жилах определенное пространственное положение.

Помимо указанных, типоморфные комплексы обладают еще одной очень важной особенностью. На примере слюдяных пегматитов было показано (Гродницкий, 1969, 1971), что если внутри каждого из типов расположить все структурно-минеральные комплексы, составляющие жилы этих типов, в возрастные ряды снизу вверх — от ранних к поздним

(рис. 2), то можно заметить, что характер расположения их в таких рядах различен. Для типоморфных комплексов характерно определенное, фиксированное относительно других комплексов, положение в рядах. Иначе говоря, во всех рядах для любого из таких типоморфных комплексов соседние типоморфные звенья ряда остаются постоянными. Для другой части комплексов, не являющихся типоморфными, например, для блокового кварца, такая закономерность не выдерживается, а напротив, устанавливается, что независимо от количества типоморфных комплексов в ряду, блоковый кварц всегда располагается в верхнем конце ряда. Поскольку для разных типов количество типоморфных комплексов в рядах различно, то оказывается, что в разных типах соседними относительно блокового кварца звеньями ряда являются разные типоморфные комплексы, т. е. положение блокового кварца относительно других комплексов в этих рядах не сохраняется постоянным, а этот комплекс как бы

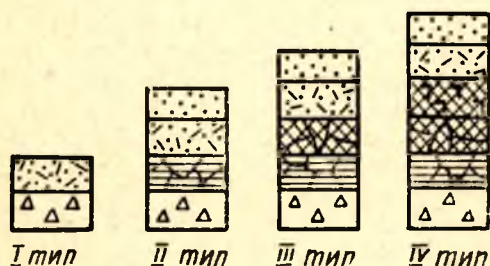


Рис. 2. Структурно-минеральные комплексы в пегматитах 1-й фаз. гр. (условные обозначения здесь и далее те же, что на рис. 1).

скользит вдоль ряда типоморфных комплексов, уступая место вновь появившемуся типоморфному комплексу и сохраняя тем самым крайнее положение в ряду. Точно такие же соотношения с типоморфными ассоциациями свойственны кварц-мусковитовому комплексу.

Ниже при сравнительной характеристике типов слюдяных, слюдяно-керамических и керамических жил будет показано, что описанное важное свойство типоморфных комплексов

характерно вообще для всех пегматитов района, залегающих в самых разнообразных вмещающих породах. Итак, в качестве типоморфных нами выделяются такие структурно-минеральные комплексы, которые: являются наиболее широко развитыми, обязательными для данной совокупности пегматитов; занимают определенное пространственное положение в жилах; занимают определенное, фиксированное положение внутри возрастных рядов структурно-минеральных комплексов, соответствующих различным типам пегматитов.

Применение этих трех признаков позволяет выделить в пегматитах каждой из трех групп конкретные типоморфные комплексы, присвоив каждому из них определенный буквенный индекс.

Типоморфные комплексы слюдяных пегматитов

- Комплекс a_1 — плагиоклазовый среднезернистый (2—10 см) пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом.
- „ b_1 — плагиоклазовый крупнозернистый (более 10 см) пегматит пегматоидной (в частности, блоковой) структуры с крупнокристаллическим так называемым «пегматоидным» мусковитом.
- „ c_1 — микроклиновый крупнозернистый пегматит пегматоидной (в частности, блоковой) структуры с «пегматоидным» мусковитом.
- „ z_1 — микроклиновый крупнозернистый пегматит блоково-грубографической структуры с листоватым и лейстовым биотитом.

Типоморфные комплексы слюдяно-керамических пегматитов

- Комплекс a_2 — микроклин-плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом.
- „ b_2 — микроклин-плагиоклазовый крупнозернистый пегматит пегматоидной (в частности, блоковой) структуры с листоватым и таблитчатым биотитом и с крупнокристаллическим так называемым «пегматоидным» мусковитом (или без него).
- „ v_2 — микроклиновый крупнозернистый пегматит блоково-грубографической структуры с листоватым и лейстовым биотитом.

Типоморфные комплексы керамических пегматитов

- Комплекс a_3 — плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом.
- „ b_3 — плагиоклазовый крупнозернистый пегматит пегматоидной (в частности, блоковой) структуры с листоватым биотитом.
- „ v_3 — микроклиновый крупнозернистый пегматит пегматоидной (в частности, блоковой) структуры с листоватым биотитом.
- „ z_3 — микроклиновый крупнозернистый пегматит блоково-грубографической структуры с листоватым и лейстовым биотитом.

Перечисленные типоморфные комплексы применяются в нашей схеме в качестве основных систематических единиц, с помощью которых выделяются более крупные подразделения.

Структурно-парагенетический тип пегматитов

В качестве критерия выделения типов жил в предлагаемой нами схеме применяется сочетание (набор) в жилах типоморфных структурно-минеральных комплексов. Каждому из типов, таким образом, свойственно определенное, единственно возможное сочетание типоморфных комплексов, с помощью которых и может быть описан каждый тип.

Ниже дается запись выделяемых типов как сумм типоморфных комплексов, выраженных в буквенных индексах.

Слюдяные пегматиты

- I тип = a_1 ,
 II тип = $a_1 + b_1$,
 III тип = $a_1 + b_1 + v_1$,
 IV тип = $a_1 + b_1 + v_1 + z_1$.

Слюдяно-керамические пегматиты

- I тип = a_2 ,
 II тип = $a_2 + b_2$,
 III тип = $a_2 + b_2 + v_2$.

Керамические пегматиты

- I тип = a_3 ,
 II тип = $a_3 + b_3$,
 III тип = $a_3 + b_3 + v_3$,
 IV тип = $a_3 + b_3 + v_3 + z_3$.

Тип	Состав пегматита	Структурно-минеральные комплексы	Текстура пегматита
I	Биотит-плагиоклазовые (граф. прил. 2)	Плагиоклазовый пегматит ортотектитовой структуры с чешуйчатым биотитом; плагиоклазовый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом; плагиоклазовый пегматит апографической структуры; кварц-мусковитовый комплекс (мелкие единичные гнезда)	Массивная. Основной объем тела выполняет пегматит неяснографической структуры с мелкими участками пегматита апографической структуры и гнездами кварц-мусковитового комплекса. Вдоль контактов нередко тонкие прерывистые оторочки пегматита ортотектитовой и аплитовидной структур
II	Мусковит-плагиоклазовые (граф. прил. 3, 4)	Те же, что в жилах I типа и, кроме этого, плагиоклазовый пегматит пегматоидной и блоковой структур с мусковитом; плагиоклазовый пегматит петельчатой структуры; плагиоклазовый пегматит графической структуры; кварц-мусковитовый комплекс (развит широко); блоковый кварц	Зональная. Прерывистые приальбандовые оторочки выполнены пегматитом ортотектитовой и аплитовидной структур. Боковые зоны — пегматит неяснографической структуры; промежуточные зоны — пегматит пегматоидной и блоковой структур; центральная зона — блоковый кварц (ось). Везде, кроме центральной зоны, в форме неправильных изолированных участков развивается кварц-мусковитовый комплекс и пегматит апографической и петельчатой структур. Кроме того, кварц-мусковитовый комплекс часто образует выдержанные зоны вдоль эндоконтактов тел
III	Мусковит-микроклин-плагиоклазовые (граф. прил. 5, 7)	Те же, что в жилах II типа и, кроме этого, микроклиновый пегматит пегматоидной и блоковой структур, а также часто микроклиновый пегматит графической, апографической и петельчатой структур	Зональная. Схема зональности аналогична описанной для II типа с той разницей, что в промежуточных зонах жил развит микроклиновый пегматит, тяготеющий к границам кварцевой оси
IV	Биотит-микроклин-плагиоклазовые (граф. прил. 6)	Те же, что в жилах III типа и, кроме этого, микроклиновый и плагиоклазовый пегматит блоково-грубографической структуры с листоватым и лейстовым биотитом	Участково-зональная. Мало мощные приальбандовые зоны сложены плагиоклазовым пегматитом неяснографической структуры. Вдоль осевой зоны располагаются изолированные крупные блоки кварца и микроклина. Остальной объем внутри тела представлен участковым пегматитом пегматоидной, блоково-грубографической, апографической, графической и петельчатой структур, а также кварц-мусковитовым комплексом

в глиноземистых плагиогнейсах

Акцессорные минералы (данные В. А. Леоновой, дополненные автором)	Форма жильных тел	Длина в пла- не, м	Мощность, м	Пром. характе- ристика	Представители, №
Гранат, апатит, циртолит, карбуран	Линзовид- ная, оваль- ная, непра- вильная	До 50	До 1—1,5	Непро- мышлен- ные	Малиновая Варак- ка: 3, 36, 37, 64 и др. Тэдино: 4, 17, 56, 57, 96, 106, 152 и др. Пертиваракка: 10— 50, 12—50 Хитогора: 19—47 и др. Ближние Топорные Варакки: 5—39, 5— 47, 13—47 и др.
Апатит, пирит, пир- ротин, халькопирит, гранат, турмалин, карбуран, ксенотим, монацит, циртолит, ортит, уранинит	Линзовид- ная, плито- образная	50— 150	3—5	Слюдо- носные	Тэдино: 11, 25, 26, 29, 31, 33, 54, 94, 102, 109 и др. Малиновая Варакка: 58, 92, 132, 152 и др. Пертиваракка: 1—50, 2—50, 7—50, 9—50 и др. Дальние Топорные Варакки: 8, 17—50, 18—50. Ближние Топорные Варакки: 1—39 и др. Хитогора: 3—39, 3— 57, 26, 27 и др. Вуатваракка: 101, 102 и др.
Апатит, пирит, пир- ротин, халькопирит, турмалин, гранат, кальцит, карбуран, ксенотим, монацит, циртолит, ортит, уранинит	Линзовид- ная, четко- видная, ветвистая, с много- численны- ми разду- вами, пе- режимами и апофи- зами	50— 300	3—10	Высоко- слудо- носные	Тэдино: 27, 28, 32, 164, 172, 186 и др. Малиновая Варакка: 4а, 17, 51, 154 и др. Пертиваракка: 3—50, 9а, 62, 66 и др.
Апатит, турмалин, гранат, пирит, пирротин, халько- пирит, кальцит, карбуран, ксено- тим, монацит, цир- толит, ортит, ура- нинит	Линзовид- ная, што- кообраз- ная, вет- вистая и непра- вильная	До 500	До 20—30 и более	Промыш- ленно слудонос- ны лишь залегаю- щие в крупно- зернистых дистено- гранато- биотито- вых гней- сах	Малиновая Варак- ка: 11—39, 138, 170, 183, 185 и др. Тэдино: 1, 2, 26, 175 Пертиваракка: 1—34. Хитогора: 7, 1—39

Пегматиты, залегающие в микроклин-плагноклазовых биотитовых

Тип	Состав пегматита	Структурно-минеральные комплексы	Текстура пегматита
I	Биотит-микроклин-плагноклазовые (граф. прил. 8)	Микроклин-плагноклазовый пегматит ортотектитовой и порфиробластической структур с чешуйчатым биотитом; микроклин - плагноклазовый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом; микроклин-плагноклазовый пегматит апографической структуры; кварц-мусковитовый комплекс (единичные мелкие гнезда)	Массивная. Основной объем тела выполняет пегматит неяснографической структуры с мелкими участками пегматита апографической структуры и гнездами кварц-мусковитового комплекса. Вдоль контакта часто широко развиты зоны пегматита ортотектитовой и порфиробластической структур
II	Мусковит-биотит-микроклин-плагноклазовые (граф. прил. 9)	Те же, что в жилах I типа и, кроме того, микроклин-плагноклазовый пегматит пегматоидной и блоковой структур с кристаллическим биотитом и мусковитом; микроклиновый и плагноклазовый пегматит графической, апографической и петельчатой структур, кварц-мусковитовый комплекс (развит широко), блоковый кварц	Зональная. Прерывистые приальбандовые оторочки выполняет пегматит ортотектитовой и порфиробластической структур. Боковые зоны — пегматит неяснографической структуры; промежуточные зоны — пегматит пегматоидной и блоковой структур с участками пегматита графической, апографической, петельчатой структур, с гнездами кварц-мусковитового комплекса; центральные зоны — блоковый кварц (ось)
III	Биотит-плагноклаз-микроклиновые (граф. прил. 10)	Те же, что в жилах II типа и, кроме того, микроклиновый и плагноклазовый пегматит блоково - грубографической структуры с листоватым и лейстовым биотитом	Участково-зональная. Прерывистые приальбандовые оторочки сложены пегматитом неяснографической структуры. В центральной области жил развиваются отдельные крупные изолированные блоки кварца. Остальной объем жильного тела представляет участковый пегматит пегматоидной, блоковой, графической, блоково-грубографической, апографической и петельчатой структур, а также мелкие редкие гнезда кварц-мусковитового комплекса

Всего среди рассмотренных гранитных пегматитов в регионе выделяется 11 структурно-парагенетических типов пегматитов (рис. 1, 3).

Определенное сочетание типоморфных комплексов в жилах нельзя, разумеется, рассматривать как единственную характеристику пегматитов. Кроме этого, важными признаками вещественного состава и строения жил являются определенный набор и количественное сочетание комплексов, не играющих роли типоморфных, количественные соотношения микроклина и плагноклаза, текстурные особенности, набор аксессуарных минералов, характер и степень ослюденения. Однако эти свойства по разным причинам не могут иметь классификационного значения и применяются не для выделения типов, т. е. не для установления и обоснования

Типы жил	Типоморфные сечения	Типоморфные структурно-минеральные комплексы	Типы жил	Типоморфные сечения	Типоморфные структурно-минеральные комплексы
IV — микроклино-плагиоклазовые участково-зональные жилы с широколистоватым и лейстовым биотитом (с кварц-мусковитовым комплексом)		г ₁ — микроклиновый крупнозернистый пегматит блоково-грубографической структуры с широколистоватым и лейстовым биотитом в ₁ — микроклиновый крупнозернистый пегматит пегматоидной структуры б ₁ — плагиоклазовый крупнозернистый пегматит пегматоидной структуры с крупнокристаллическим мусковитом а ₁ — плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом	III — микроклино-плагиоклазовые и плагиоклазо-микроклиновые участково-зональные жилы с широколистоватым и лейстовым биотитом (с кварц-мусковитовым комплексом)		в ₂ — микроклиновый крупнозернистый пегматит блоково-грубографической структуры с широколистоватым и лейстовым биотитом б ₂ — микроклино-плагиоклазовый крупнозернистый пегматит пегматоидной структуры с широколистоватым биотитом а ₂ — микроклино-плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом
III — микроклино-плагиоклазовые зональные жилы с крупнокристаллическим мусковитом (с широким развитием кварц-мусковитового комплекса)		в ₁ — микроклиновый крупнозернистый пегматит пегматоидной структуры б ₁ — плагиоклазовый крупнозернистый пегматит пегматоидной структуры с крупнокристаллическим мусковитом а ₁ — плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом	II — микроклино-плагиоклазовые зональные жилы с широколистоватым биотитом (с кварц-мусковитовым комплексом)		б ₂ — микроклино-плагиоклазовый крупнозернистый пегматит пегматоидной структуры с широколистоватым биотитом а ₂ — микроклино-плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом
II — плагиоклазовые зональные жилы с крупнокристаллическим мусковитом (с широким развитием кварц-мусковитового комплекса)		б ₁ — плагиоклазовый крупнозернистый пегматит пегматоидной структуры с крупнокристаллическим мусковитом а ₁ — плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом			
I — плагиоклазовые недифференцированные жилы с таблитчатым биотитом		а ₁ — плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом	I — микроклино-плагиоклазовые недифференцированные жилы с таблитчатым биотитом		а ₂ — микроклино-плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом

Первая фаціальная группа — пегматиты, залегающие в высокоглиноземистых плагиогнейсах (слюдяные пегматиты)

Вторая фаціальная группа — пегматиты, залегающие в микроклино-плагиоклазовых и плагиоклазовых биотитовых, эпидото-биотитовых и амфиболо-биотитовых гнейсах, а также гранито-гнейсах и аплитах (слюдяно-керамические пегматиты)

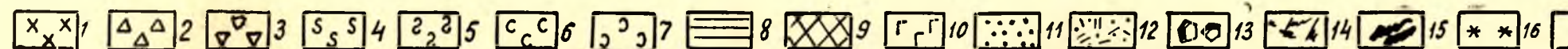



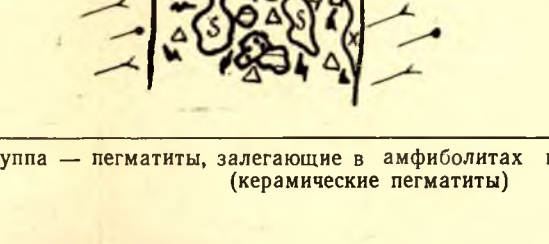









Рис. 3. Парагенетическая классификация пегматитов северной Карелии.

1 — плагиоклазовый мелкозернистый пегматит ортоэктитовой структуры; 2 — плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры; 3 — микроклиновый среднезернистый пегматит неяснографической структуры; 4 — плагиоклазовый среднезернистый пегматит апографической структуры; 5 — микроклиновый среднезернистый пегматит апографической структуры; 6 —

плагиоклазовый среднезернистый пегматит петельчатой структуры; 7 — микроклиновый среднезернистый пегматит петельчатой структуры; 8 — плагиоклазовый крупнозернистый пегматит пегматоидной и блоковой структуры; 9 — микроклиновый крупнозернистый пегматит пегматоидной и блоковой структуры; 10 — микроклиновый крупнозернистый пегматит блоково-грубографической структуры;

11 — блоковый кварц; 12 — крупные кристаллы мусковита; 13 — широколистоватый и лейстовый копирит; 14 — турмалин; 15 — нато-биотитовые плагиоклазовые гнейсы; 16 —

Структурно-минеральные комплексы	Типы жил	Типоморфные сечения	Типоморфные структурно-минеральные комплексы
<p>крупнозернистый пегмато-глубографической структуры с широколистоватым и лейстовым биотитом</p>	<p>IV — микроклино-плагиоклазовые участково-зональные жилы с широколистоватым и лейстовым биотитом</p>		<p>г₃ — микроклиновый крупнозернистый пегматит блоково-глубографической структуры с широколистоватым и лейстовым биотитом</p>
<p>плагиоклазовый крупно-пегматит пегматоидной широколистоватым биотитом</p>			<p>в₃ — микроклиновый крупнозернистый пегматит пегматоидной структуры</p>
<p>плагиоклазовый средне-пегматит неяснографической таблитчатый биотитом</p>			<p>б₃ — плагиоклазовый крупнозернистый пегматит пегматоидной структуры с широколистоватым биотитом</p>
			<p>а₃ — плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом</p>
<p>плагиоклазовый крупно-пегматит пегматоидной широколистоватым биотитом</p>	<p>III — микроклино-плагиоклазовые зональные жилы с широколистоватым биотитом</p>		<p>в₃ — микроклиновый крупнозернистый пегматит пегматоидной структуры</p>
<p>плагиоклазовый средне-пегматит неяснографической таблитчатый биотитом</p>			<p>б₃ — плагиоклазовый крупнозернистый пегматит пегматоидной структуры с широколистоватым биотитом</p>
			<p>а₃ — плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом</p>
<p>плагиоклазовые зональные жилы с широколистоватым биотитом</p>	<p>II — плагиоклазовые зональные жилы с широколистоватым биотитом</p>		<p>б₃ — плагиоклазовый крупнозернистый пегматит пегматоидной структуры с широколистоватым биотитом</p>
			<p>а₃ — плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом</p>
<p>плагиоклазовый средне-пегматит неяснографической таблитчатый биотитом</p>			
<p>плагиоклазовые недифференцированные жилы с таблитчатым биотитом</p>	<p>I — плагиоклазовые недифференцированные жилы с таблитчатым биотитом</p>		<p>а₃ — плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом</p>
			<p>Третья фаціальная группа — пегматиты, залегающие в амфиболитах и амфиболо-биотитовых плагиогнейсах (керамические пегматиты)</p>

14  15  16  17  18  19  20  21

11 — блоковый кварц; 12 — кварц-мусковитовый комплекс; 13 — крупные кристаллы мусковита; 14 — таблитчатый биотит; 15 — широколистоватый и лейстовый биотит; 16 — пирит, пирротин, халькопирит; 17 — турмалин; 18 — гранато-биотитовые и дистено-гранато-биотитовые плагиогнейсы; 19 — биотитовые микроклино-плагиоклазовые гнейсы; 20 — амфиболиты; 21 — амфиболо-биотитовые плагиогнейсы.

гнейсах, гранито-гнейсах и аплитовидных породах

Аксессуары минералы (данные В. А. Леоновой, дополненные автором)	Форма жильных тел	Длина в пла- не, м	Мощность, м	Пром. характе- ристика	Представители, №
Апатит, циртолит, ортит	Линзовид- ная, не- правиль- ная	До 20	1—1,5	Непро- мышлен- ные	Хетоламино: 23, 24, 26, 30, 86, 152, 212; им. Чкалова: «Скляра», 5; Б. Будаиха и др.
Гранат, апатит, кальцит, пирит, пирротин, урани- нит, гуммиты, цир- толит, ортит, мо- нацит, ксенотим	Плитооб- разная, линзовид- ная	50— 250	2—7	Керами- ко-слюдя- ные	Хетоламино: 1, 8, 10, 12, 16 и др.; им. Чкалова: 8, 9 Черной Салмы; 21 Попова Наволо- ка и др.
Гранат, апатит, турмалин, урани- нит, кальцит, ам- фибол, эпидот, ска- полит, гуммиты, циртолит, ортит, монацит, ксенотим	Линзовид- ная, што- кообраз- ная, вет- вистая, неправиль- ная	500— 600	10—50	Слюдяно- керамиче- ские	Хетоламино: 5, 99, 143, 183 и др.; Б. Чкалов: 2, 3 Черной Салмы; 5, 6 Попова Наво- лока; Б. Оленчик и др.

границ между типами, а лишь при описании жил, входящих в состав типов.

Описание типов пегматитов, основанное на материалах детального картирования горных выработок, ради краткости сведено в таблицы 1, 1а, 1б. Первичные графические материалы картирования даны в приложениях. Графические схемы типов помещены на рис. 1.

О систематической единице «род пегматита»

Детальное изучение пространственного распределения типоморфных комплексов внутри слюдяных жил (Гродницкий, 1969б) показало, что оно носит вполне закономерный характер. Важнейшая закономерность

Пегматиты, залегающие в горизонтах амфиболитов

Тип	Состав пегматита	Структурно-минеральные комплексы	Текстура пегматита
I	Биотит-плагиоклазовые (граф. прил. 11)	Плагноклазовый пегматит ортогекситовой и аплитовидной структур с чешуйчатым биотитом; плагноклазовый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом; плагноклазовый пегматит апографической структуры	Массивная. Основной объем тела выполняет пегматит неяснографической структуры с мелкими участками пегматита апографической структуры. Вдоль контактов нередко тонкие прерывистые оторочки пегматита ортогекситовой и аплитовидной структур
II	Биотит-плагиоклазовые (граф. прил. 12)	Те же, что в жилах I типа, кроме того, плагноклазовый пегматит пегматоидной и блоковой структур с крупнотаблитчатым и листоватым биотитом, плагноклазовый пегматит графической и петельчатой структур	Зональная. Прерывистые приальбандовые оторочки выполнены пегматитом ортогекситовой и аплитовидной структур. Боковые зоны — пегматит неяснографической структуры; промежуточные зоны — пегматит пегматоидной и блоковой структур; центральная зона — блоковый кварц (ось). Везде, кроме центральной зоны, в форме неправильных изолированных участков развивается пегматит апографической и петельчатой структур
III	Биотит-микроклин-плагиоклазовые (граф. прил. 13, 14)	Те же, что в жилах II типа и, кроме того, микроклиновый пегматит пегматоидной и блоковой структур с крупнотаблитчатым и листоватым биотитом; микроклиновый пегматит графической, апографической и петельчатой структур	Зональная. Схема зональности аналогична описанной для жил II типа с той разницей, что в промежуточных зонах жил развит микроклиновый пегматит, тяготеющий к границам кварцевой оси
IV	Биотит-микроклин-плагиоклазовые (граф. прил. 15, 16)	Те же, что в жилах III типа и, кроме того, микроклиновый пегматит блоково-глубографической структуры с листоватым и лейстовым биотитом	Участково-зональная, маломощные приальбандовые зоны сложены плагноклазовым пегматитом неяснографической структуры. Вдоль осевой зоны располагаются изолированные крупные блоки кварца и микроклина. Остальной объем внутри тела представлен участковым пегматитом пегматоидной, блоково-глубографической, графической, апографической и петельчатой структур

распределения заключается в том, что внутри слюдяных жил каждого из типов могут быть выделены определенные объемные части, различающиеся сочетанием (набором) типоморфных структурно-минеральных комплексов, точно так же, как по этому признаку отличаются жилы разных типов. Эта закономерность свойственна всем без исключения жилам, степень вскрытия которых позволяет составить детальное представление

и амфибол-биотитовых гнейсах

Акцессорные минералы (данные В. А. Леоновой, дополненные автором)	Форма жильных тел	Длина в плане, м	Мощность, м	Пром. характеристика	Представители, №
Гранат, амфибол, ортит, циртолит	Линзовидная	До 20	1—1,5	Непромышленные	Хетоламбино: 226с, 247, 201 и др.; Левин Бор: 61, 62; Калдаевский Бор: 15, 16
Турмалин, гранат, апатит, пирит, пирротин, кальцит, эпидот, ортит, монацит, циртолит	Линзовидная, плитообразная, ветвящаяся	До 50	2—3	Сырье для стекольной промышленности	Хетоламбино: 73, 297, 199, 204, 207 и др. Б. Будаиха: 22 и др. Левин Бор: 17, 17а и др.
Турмалин, гранат, апатит, пирит, пирротин, кальцит, эпидот, ортит, монацит	Линзовидная, ветвящаяся, неправильная	До 150	3—5	Керамические	Хетоламбино: 19, 22, 195, 226 и др.; Левин Бор: 9, 12, 64; Калдаевский Бор: 1, 2, 6а, 23 и др.
Турмалин, гранат, апатит, пирит, пирротин, кальцит, ортит, монацит, циртолит	Линзовидная, штокообразная, неправильная	До 300	7—10	Керамические	Хетоламбино: 18; Б. Будаиха: 16

об их внутреннем строении. Причем во всех известных случаях части жил, характеризующиеся одинаковым сочетанием типоморфных комплексов, занимают вполне определенное положение в вертикальном разрезе и плане жил.

Подобные наблюдения позволили выделить внутри жил, помимо структурно-минерального комплекса, еще одну систематическую единицу — «род пегматита».

Таким образом, «роду пегматита» соответствует объемная часть жилы, характеризующаяся определенным сочетанием (набором) типоморфных структурно-минеральных комплексов и определенным их пространственным положением внутри жильного тела.

Как можно видеть, критерий выделения единиц «тип жил» и «род пегматита» один и тот же, а различаются они лишь объемом: в первом случае имеется в виду полный объем жильного тела, во втором — какая-то его часть.

Для каждого из типов слюдяных пегматитов был установлен определенный перечень (набор) родовых единиц и показан закономерный характер их пространственного положения в жилах. Была обоснована и сама необходимость выделения такой систематической единицы.

Выше уже говорилось, что с точки зрения характера размещения в слюдяно-керамических и керамических пегматитах типоморфных комплексов они также не однородны. Эта закономерность определенно устанавливается в плане жил (рис. 1). Причем и характерные сочетания типоморфных комплексов и основные черты их пространственного расположения обнаруживают много общего с таковыми для слюдяных пегматитов. Подробное изучение этих явлений и разработка четкой классификации внутрижильного объема пегматитов затруднены из-за низкой степени вскрытия слюдяно-керамических и керамических жил горными выработками и скважинами. Тем не менее, в плане наиболее вскрытых жил можно уверенно выделить части, отвечающие единице «род», аналогично тому, как это делается для слюдяных пегматитов. Однако в каждом конкретном случае на теперешней стадии вскрытия слюдяно-керамических и керамических жил еще не всегда можно уверенно говорить об общей схеме размещения пегматита различных родов внутри жильных тел разных типов.

Выделение родов пегматита в каждом из установленных типов жил используется ниже при сравнительных исследованиях химизма породообразующих минералов пегматитов, интерпретации вертикальной зональности, а также в практических целях (см. гл. III, IV и заключение).

Фациальная группа пегматитов

Изложение фактического материала в данной работе построено на разделении всей изученной совокупности пегматитов между тремя большими группами, различающимися составом и структурно-текстурными особенностями вмещающих пород. Такое разделение, как уже говорилось выше, давно проводится многими авторами на основе обширнейшего фактического материала и является выражением литологического фактора формирования пегматитов (Коржинский, 1937; Бунтин, 1937; Боровиков, 1961; Никитин, 1953, 1955; Мишарев и др., 1960; Шуркин и др., 1962).

До сих пор, отмечая существенные различия многих основных черт пегматитов, залегающих в разных вмещающих породах, и объясняя следом за рядом авторов эти различия разницей в составе вмещающих пород, мы не останавливались на генетических соотношениях этих пегматитов.

В данном разделе представляется уместным коснуться этого вопроса в связи с необходимостью обоснования предлагаемой систематической единицы «фациальная группа» пегматитов. Под этим термином нами понимается совокупность разновозрастных пегматитов, залегающих в близких по химическому составу вмещающих породах. Послеорогенные пегматиты региона подразделяются, таким образом, на три фациальные

группы: пегматиты, залегающие в гранато-биотитовых, дистено-гранато-биотитовых и биотитовых («глиноземистых») плагиогнейсах (слюдяные пегматиты); пегматиты, залегающие в горизонтах переслаивания микроклин-плагиоклазовых биотитовых гнейсов с амфибол-биотитовыми плагиогнейсами и амфиболитами (слюдяно-керамические); пегматиты, залегающие в горизонтах амфиболитов с прослоями амфибол-биотитовых плагиогнейсов (керамические).

Обоснование предлагаемой систематической единицы кажется удобным начать с рассмотрения взаимоотношений пегматитов различных типов как между тремя фациальными группами, так и внутри каждой из них (рис. 3). При сравнении жил разных типов внутри отдельно взятой фациальной группы устанавливаются следующие соотношения.

1. В пределах каждой из трех выделенных фациальных групп различные типы пегматитов могут быть расположены в ряды (на рис. 3 такие ряды размещены по вертикали). Для каждого ряда от первого типа к последнему фиксируется закономерное усложнение пегматита и увеличение в нем количества типоморфных структурно-минеральных комплексов на один в каждом следующем типе.

2. Положение каждого из типов в пределах ряда является фиксированным, строго определенным. Этот последний вывод вытекает из устанавливаемой закономерной последовательности «накопления» типоморфных комплексов в направлении от более простых пегматитов к более сложным. Закономерность состоит в том, что в развитии каждого из последующих типоморфных комплексов проявляется определенная преемственность относительно предыдущих типоморфных комплексов, а именно, при «появлении» нового типоморфного комплекса все прежние, развитые в жилах более простого типа, «не выпадают», а наследуются в пегматите более сложного типа.

Таким образом, каждый из последующих членов ряда образуется как бы путем прибавления к типоморфным комплексам, представляющим в сумме предыдущий член ряда нового типоморфного комплекса, не развитого в жилах предыдущего типа. Действительно, если, например, записать состав четырех типов керамических пегматитов в виде буквенных индексов, как это сделано на стр. 15, а сами типы расположить в ряд от I к IV, то получим некоторую прогрессию:

$$\begin{aligned} & \text{I тип} \longrightarrow \text{II тип} \longrightarrow \text{III тип} \longrightarrow \text{IV тип} = \\ & = a_3 \rightarrow (a_3 + b_3) \rightarrow (a_3 + b_3 + v_3) \rightarrow (a_3 + b_3 + v_3 + e_3). \end{aligned}$$

Такая закономерность, на наш взгляд, может рассматриваться как свидетельство того, что каждый из типов в данном ряду есть продукт единого эволюционного процесса, одинаково направленного для всего ряда в целом, но в разной степени завершенного для каждого из типов.

Закономерная последовательность проявления типоморфных комплексов в объеме жильного тела может, по-видимому, рассматриваться как временная последовательность их образования в пределах изученных жил. Здесь, однако, следует сказать, что не исключена возможность понимания части типоморфных комплексов как разновозрастных образований типа зон метасоматической колонки (Коржинский, 1953). Этот вопрос требует дальнейшего изучения. Тем не менее, на теперешней стадии исследования кажется возможным использовать указанную закономерность при установлении генетических связей между жилами разных типов. Поскольку ряды типоморфных ассоциаций и типов пегматитов представляют полную последовательную совокупность продуктов всех главных стадий минералообразования в пегматитах, они могут рассматриваться как генетические.

Переходя к сопоставлению пегматитов разных фациальных групп, важно подчеркнуть наличие между ними как существенных признаков сходства, так и не менее существенных черт различия.

Рассмотрим черты сходства:

а) близость по относительному возрасту, на что указывает отсутствие пересечений одних жил другими, одинаковый характер возрастных взаимоотношений всех жил с вмещающими породами и их структурами.

На самом деле, несмотря на огромный объем фактического материала, собранного многими исследователями, в настоящее время отсутствуют какие бы то ни было данные о взаимных пересечениях слюдяных, слюдяно-керамических и керамических жил, несмотря на то, что в частях разреза, посящих переходный, комбинированный по своим литологическим особенностям характер, эти жилы встречаются в непосредственной близости друг к другу (верхи разреза месторождения Малинов-вая Варакка, участок 8-е Марта, участок М. Буданха). В то же время, как неоднократно упоминалось при описании жил, все они являются секущими по отношению к вмещающим породам и их складчатым структурам;

б) локализация жил в линейные серии единой пространственной ориентировки. Это положение достаточно отчетливо обнаруживается на картах пегматитов изученных месторождений (рис. 63—66);

в) близость цифр абсолютного возраста (Шуркин и др., 1962; Тугаринов и др., 1970);

г) непосредственная близость всех рассматриваемых жил в разрезе, что при прочих чертах сходства может указывать на единство РТ условий формирования этих жил;

д) отмеченная выше одинаковая последовательность появления типоморфных структурно-минеральных комплексов во всех трех рядах типов жил, отвечающих выделенным фациальным группам. Этим объясняется сходство и самих рядов и отдельных их звеньев (типов);

е) выдержанность большинства типоморфных комплексов и типов жил при переходе из одной фациальной группы в другую;

ж) аналогичный характер пространственного расположения типоморфных комплексов внутри жил, принадлежащих к типам-аналогам.

Не менее существенными представляются и многочисленные различия пегматитов разных фациальных групп. Рассматриваются наиболее важные из них:

а) резкая разница в химическом составе вмещающих пород. Если «глиноземистые» плагиногнейсы характеризуются относительно высокими концентрациями таких петрогенных элементов, как Al_2O_3 и SiO_2 , а микроклин-плагиноклазовые биотитовые гнейсы содержат повышенное количество щелочей, то амфиболитам и амфиболовым плагиногнейсам свойственны относительно высокие содержания FeO , Fe_2O_3 и MgO ;

б) выпадение некоторых типоморфных комплексов и типов жил при переходе из одной фациальной группы в другую. Так, за счет отсутствия в слюдяно-керамических пегматитах минеральных ассоциаций, не содержащих микроклина, в пределах этой фациальной группы известны не четыре, как в других группах, а три структурно-парагенетических типа;

в) наличие минеральных и химических различий типоморфных комплексов-аналогов в жилах разных фациальных групп. Сюда относится появление микроклина в комплексах а и б при переходе от слюдяных и керамических пегматитов к слюдяно-керамическим. Данные о резких и закономерных различиях в химизме породообразующих минералов (железистости и глиноземистости слюд, основности плагиноклазов, составе микроклинов и гранатов) в пегматитах разных фациальных групп излагаются в главе IV;

г) различная степень развития комплексов-аналогов в жилах разных фациальных групп. Если в слюдяных и керамических жилах относительно широко развиты ассоциации с плагиоклазом, то в слюдяно-керамических резко возрастает доля ассоциаций с микроклином;

д) существенное различие текстурных особенностей типов-аналогов в пределах разных фациальных групп, заключающееся в усложнении текстуры жил от слюдяных и керамических пегматитов к слюдяно-керамическим;

е) резкое снижение количества кварц-мусковитового комплекса от слюдяных к слюдяно-керамическим жилам и полное отсутствие этой минеральной ассоциации в керамических пегматитах;

ж) четкая промышленная специализация жил каждой фациальной группы: слюдяные, слюдяно-керамические и керамические.

Из сравнительного рассмотрения важнейших особенностей пегматитов, проведенного в вертикальном и горизонтальном направлениях, следует заключение, что послескладчатые пегматиты региона могут рассматриваться как разновозрастные образования, производные единого эволюционного процесса, проявляющегося, однако, в разных фациях, различие между которыми определяется разницей химизма вмещающих пород. В соответствии с этим для северной Карелии и выделяются три фациальные группы пегматитов.

Отмеченный эволюционный характер пегматитообразования, тем не менее, не означает, что процесс формирования пегматитов идет без прерыва во времени, без наложений новых порций растворов на продукты ранних стадий процесса. Эволюционность в данном случае означает прежде всего единую направленность процесса в жилах различных типов и фациальных групп, закономерную смену в них минеральных ассоциаций. Таким образом, можно, видимо, говорить, что в каждой отдельной жиле процесс прерывист (в слюдяных жилах можно выделить, по крайней мере, два тектонических импульса и связанные с ними этапы минерализации), тогда как в целом для всей совокупности пегматитов он носит эволюционный характер. Причину этого явления можно предполагать в том, что поступающие в ранний пегматит по наложенным трещинам послемагматические растворы связаны с одним и тем же источником, для которого характерен единый закономерный процесс эволюции.

Поскольку, с одной стороны, в каждой из фациальных групп устанавливается несколько типов жил и, с другой стороны, большинство выделенных типов проявляется в трех разных фациальных группах, то систематические единицы «тип» и «фациальная группа» являются не соподчиненными, а независимыми друг от друга и отражают связь условий образования пегматитов с двумя различными группами факторов.

Первая из них охватывает закономерности развития глубинных процессов: возникновения, дифференциации, движения и кристаллизации палингенной гранитной магмы, отделения из магмы послемагматических растворов, их дифференциации, миграции и взаимодействия между собой и с продуктами магматической кристаллизации (Ферсман, 1931; Коржинский, 1937; Заварицкий, 1947; Никитин, 1950, 1952б, 1955; Власов, 1946, 1952, 1955; Боровиков, 1961; Родионов, Гинзбург, 1964). Различие в действии этой группы факторов определяется, главным образом, глубинными и приповерхностными тектоническими процессами и фиксируется в различиях между типами жил в пределах каждой из фациальных групп (вертикальная ось таблицы — рис. 3).

Вторая группа факторов отражает процессы взаимодействия пегматитообразующих расплава и растворов с вмещающими породами различного состава как по пути следования вверх по разрезу, так и на месте образования пегматитовых жил (Коржинский, 1937; Бунтин, 1937;

Никитин, 1950, 1952б). Эта группа факторов приводит к возникновению в пегматитах различий фациального характера (горизонтальная ось таблицы — рис. 3). Таким образом, постановка вопроса о фациях пегматитогенеза для северной Карелии и выделения соответствующей систематической единицы подготовлена всем ходом развития научно-исследовательских и поисково-разведочных работ в регионе.

Здесь термин «фациальная группа», как и в петрологической литературе вообще, обозначает совокупность разновозрастных геологических образований, возникших в сходных внешних условиях. Если вслед Д. С. Коржинскому (1953, 1957) под внешними условиями понимать, помимо P и T , еще величины потенциалов вполне подвижных компонентов (в нашем случае не только H_2O , K_2O , Na_2O , но довольно часто и CaO , FeO и Fe_2O_3), то различия фациальных групп пегматитов между собой следует связывать с вариациями именно этих геохимических факторов равновесия, поскольку, как можно судить по имеющимся данным, PT -условия формирования пегматитов различных фациальных групп были либо одинаковы, либо весьма близки. Химическому влиянию вмещающих пород на состав (кислотность — основность) послемагматических растворов, а следовательно, и на состав минеральных ассоциаций, большую роль придает Д. С. Коржинский (1957), указывающий, в частности, что в этом смысле важное значение имеют две группы свойств вмещающих пород: а) кремнекислотность — основность в отношении менее подвижных компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO) и б) щелочно-метальность, активность подвижных щелочей K_2O и Na_2O . В нашем случае, как можно видеть по химическим и минералогическим различиям вмещающих пород, имеют значение оба эти обстоятельства.

Возрастная группа пегматитов

Выше уже говорилось, что все изученные пегматиты являются секущими по отношению к вмещающим породам и их структурам и не несут каких-либо следов складчатых деформаций. На этом основании вся совокупность рассматриваемых пегматитов должна быть отнесена ко второй возрастной группе послескладчатых образований Ю. Е. Рыцка (1962). Более древние согласные мелкозернистые пегматитовые жилы на изученных площадях распространены широко, но они весьма однообразны по своим чертам и парагенетически близки I типу.

О систематической единице «формация пегматитов»

Эта интегральная единица отвечает определенной пространственной совокупности пегматитов, связанных единством общих условий формирования. Разные авторы, изучавшие формации пегматитов (Гинзбург, Родионов, 1960; Родионов, Гинзбург, 1964; Дворкин-Самарский, 1966), несколько расходятся в выборе классификационного критерия. В настоящее время появилась необходимость пересмотра существующих схем формаций пегматитов в свете новых геологических и петрологических данных по конкретным пегматитовым поясам.

В заключение раздела представляется необходимым сделать общий обзор используемых систематических единиц и соответствующих им критериев.

Предлагаемая схема по своей структуре является многоступенчатой, что обуславливается различным характером поставленных классификационных задач. При расчленении пегматита как породы применяется критерий ассоциации порообразующих минералов и на основе этого критерия выделяется основная систематическая единица — типоморфный

структурно-минеральный комплекс. Разделение пегматитов как геологических тел опирается на критерий сочетания (набора) в конкретных жилах различных типоморфных структурно-минеральных комплексов и соответственно устанавливается следующая систематическая единица — структурно-парагенетический тип пегматитовых жил. Классификационному критерию следующей ступени, в качестве которого выбран состав вмещающих пород, соответствует новая единица — фациальная группа пегматитов. Относительный возраст пегматитовмещающих полостей положен в основу при выделении единицы еще более высокого порядка — возрастной группы пегматитов (Рыцк, 1962). И, наконец, критерий глубинности формирования пегматитов * и материнских гранитоидов используется при проведении границ между единицами высшего порядка — формациями пегматитов (Гинзбург, Родионов, 1960; Родионов, Гинзбург, 1964).

Как можно видеть, каждому из пяти последовательно применяемых критериев отвечает систематическая единица соответствующего порядка, ранга. Многоступенчатое построение схемы позволяет охватить все пегматитовые образования, известные в районе и, с другой стороны, показать их главные генетические соотношения.

* В результате недавних исследований связи пегматитов с метаморфизмом различных фациальных серий (Соколов, 1970, Глебовицкий, 1971, Володичев, 1973) этот критерий подвергается серьезному переосмыслению.

ГЛАВА III

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПЕГМАТИТОВ И ЭЛЕМЕНТЫ ВНУТРИРУДНОЙ ТЕКТониКИ

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПЕГМАТИТОВ

Различные вопросы, связанные с изменением состава, структур и текстуры пегматитовых тел по вертикали, рассмотрены многими авторами (Ферсман, 1931; Бунтин, 1955; Никитин, 1950, 1952б, 1955 и др.; Власов, 1955, 1956; Горлов, Симонова, 1957а; Гинзбург, 1955; Карский, Толстой, 1959; Недумов, 1961; Солодов, 1962).

Работами исследователей установлены основные закономерности, касающиеся изменения свойств пегматита по вертикали. Однако в северной Карелии детальное изучение этих вопросов долгое время затруднялось из-за недостаточной полноты вскрытия большинства жил. В связи с индустриальным освоением северокарельского слюдяного района, ведущимся особенно высокими темпами в последние 10—15 лет, многие промышленные жилы были вскрыты подземными выработками на нескольких горизонтах. Это позволило провести более детальное исследование вертикальной зональности пегматитовых жил района.

При проведении геологоразведочными и добывающими организациями широких буровых и подземных горных работ стали складываться первые представления о размещении по вертикали пегматитовых тел мусковита и, в частности, промышленного ослюденения. Эти данные необходимо было объяснить и увязать с информацией об изменении по вертикали состава и внутреннего строения самих пегматитов.

Б. Е. Карский (Карский, Толстой, 1959; Карский, 1965), пожалуй, детальней других исследователей изучивший характер вертикальной зональности пегматитов северной Карелии, указывает на тяготение микроклинового пегматита к средним горизонтам жил, излагает ряд наблюдений, касающихся локализации мусковита. Оценивая в общем характер и причины вертикальной зональности слюдоносных пегматитов, Б. Е. Карский (1959) пишет, что зональная текстура в слюдяных пегматитах в отличие от редкометальных и слюдяно-редкометальных (Туркестанский хребет) обусловлена в основном закономерным распределением полевых шпатов разного состава, а не структурных разновидностей пегматита.

Проведенные детальные исследования (Гродницкий, 1969б), показывают, что дифференциация различных структур пегматита в плане и разрезе жил проявляется не менее отчетливо и закономерно, чем дифференциация минеральная. Изучение структурной зональности пегматита наряду с минеральной является, на наш взгляд, совершенно необходимым, так как только при таком подходе можно говорить об изучении пространственного распределения в жиле различных структурно-минеральных комплексов и на этой основе анализировать возрастные взаимоотношения и пространственную дифференциацию в жильной полости различных процессов минералообразования.



Рис. 4. Вертикальная зональность в пегматитах I-й фац. гр.:

а — I тип, б — II тип, в — III тип, г — IV тип, залегающие в «полосчатых» пачках, д — IV тип, залегающий в «пачках переслаивания» (схемы, поперечный разрез).

Вертикальная зональность слюдяных пегматитов

Настоящая работа является продолжением исследования вертикальной зональности на основе детальных наблюдений. Естественно, что наиболее полный фактический материал получен по промышленным жилам, т. е. по жилам II—IV типов 1-й фациальной группы. По этим жилам приводятся детальные зарисовки различных горизонтов, поперечные вертикальные разрезы и построенные на этой основе блок-диаграммы. Материал по вертикальной зональности жил I типа менее обширен. Эти данные касаются жил 56, 93 и 152 Слюдоваракки и жилы 132_а (широтной) Малиновой Варакки.

Изложенные ниже выводы о характере вертикальной зональности слюдяных пегматитов основаны на изучении в вертикальном разрезе по

данным документации подземных выработок и скважин 22 жил месторождений Тэдино, Малиновой Варакки, Пертиваракки и Хитогоры.

Пегматиты I типа, по имеющимся данным, в вертикальном разрезе никаких существенных изменений не претерпевают. Плагиоклазовый пегматит неяснографической структуры с биотитом является основным структурно-минеральным комплексом как в нижних, так и в верхних частях жил. Несколько отличаются лишь области максимальных раздувов мощности, где появляются единичные блоки светло-серого кварца и единичные блоки плагиоклаза (до 0,5—0,8 м в поперечнике). Таким образом, по всей высоте жил I типа развивается типоморфный комплекс а, образующий в сочетании с другими мине-

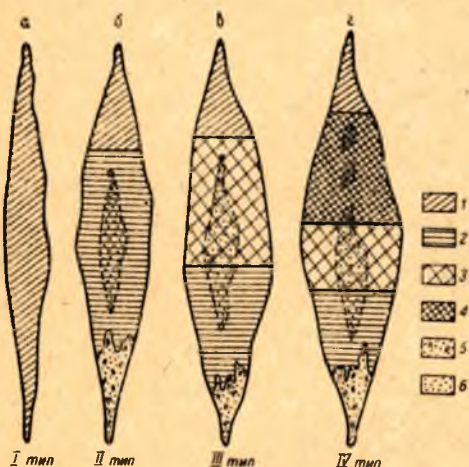


Рис. 5. Пространственное расположение пегматита разных родов в пегматитах 1-й фациальной группы.

1 — 1-й род, 2 — 2-й род, 3 — 3-й род, 4 — 4-й род, 5 — кварц-мусковитовый комплекс, 6 — блоковый кварц.

ралами и минеральными ассоциациями пегматит I рода во всем объеме тела (рис. 4а, 5а).

Вертикальная зональность жил II типа прослежена на примере ряда жил Тэдино (9, 11, 33, 102, 170) и Малиновой Варакки (92, 132, 141, 152, см. рис. 4б).

Ведущим структурно-минеральным комплексом верхних горизонтов жил II типа является плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры с небольшим количеством мелкотаблитчатого биотита; мусковит развит широко, но почти исключительно в виде мелких непромышленных кристаллов. Неяснографическая структура в пределах отдельных участков или зон неправильной формы сменяется апографической. Кварц-мусковитовый комплекс мелкозернистый и представлен иногда многочисленными, но всегда малых размеров овальными или неправильными гнездами. В крупных жилах II типа на верхнем горизонте обычно присутствуют агрегаты мелких блоков плагиоклаза, образующие в ассоциации с кварцем серии мелких кварцевых ядер, окруженных венцеобразными зонами собственно пегматоидного пегматита. Здесь же, как правило, располагаются немногочисленные кристаллы мусковита

необычно крупных для горизонта размеров, а также крупные идиоморфные кристаллы апатита.

Средний, «ядерный», горизонт жил здесь описан не будет, поскольку характеристика всего типа в целом при рассмотрении классификации дана на основе наблюдений в пределах этого горизонта.

При переходе от среднего горизонта к нижнему кварцевое ядро, так же как и при движении вверх, постепенно выклинивается, повторяя в общем форму жильного тела. Две боковые зоны неяснографического пегматита и две промежуточные зоны блокового плагиоклаза симметрично замыкаются попарно сверху и снизу от «ядра», образуя, таким образом, трехчленную концентрически зональную фигуру. Однако при детальном картировании отчетливо устанавливаются существенные различия в составе и структурах одноименных зон на всех трех горизонтах. Резко меняется в вертикальном разрезе жилы количество кварц-мусковитового комплекса, незначительно развитого в верхах жилы, широко проявляющегося на среднем горизонте и особенно усиливающегося в «подъядерной» и корневой частях жил, где он, развиваясь по блоковому и среднезернистому плагиоклазовому пегматиту, выполняет значительную, а иногда и большую часть объема тела. Таких явлений для апикальных частей не отмечено. Наряду с этим меняются и особенности мусковита в кварц-мусковитовом комплексе: на среднем горизонте и непосредственно ниже мусковит представлен наиболее крупными чистыми и плотными кристаллами; в пределах верхнего горизонта мусковит также хорошего качества, но кристаллы его мелкие; для корневых частей жил, часто почти нацело сложенных кварц-мусковитовым комплексом или агрегатом кристаллов мусковита, характерна высокая степень механических деформаций пластин мусковита и наличие многочисленных включений рудного минерала (сульфиды железа и меди). Эта особенность находит свое отражение в значительном увеличении общего содержания мусковита от «надъядерных» горизонтов к «подъядерным». Последняя закономерность отчетливо подтверждается всеми работами Северной экспедиции СЗТУ и Чупинского рудоуправления.

Суммируя сказанное о жилах II типа, устанавливаем, что типоморфный комплекс *a* выполняет в жильной полости пространство, соответствующее боковым зонам дифференцированных частей жилы и нацело слагает апикальную область жил по всей ее длине в плане. В такую «оправу» из плагиоклазового пегматита неяснографической структуры с таблитчатым биотитом оказывается как бы вложенной объемная фигура, составленная из пегматоидного (блокового) плагиоклазового пегматита с кварцевой осью внутри. Причем в целом текстурный рисунок не является замкнутым снизу, так как в корневых и прикорневых частях развивается кварц-мусковитовый комплекс или агрегат крупных кристаллов мусковита с неправильной формы зернами грязно-серого, грязно-зеленого плагиоклаза в нем.

В итоге всю жильную фигуру в поперечном вертикальном разрезе можно разделить на три неравные части: верхнюю — от выклинивания до области развития блокового плагиоклаза, представленную пегматитом I рода, среднюю — по всей высоте кварцевого ядра, выполненную пегматитом II рода, и нижнюю, охватывающую прикорневую и корневую области развития кварц-мусковитового комплекса и агрегата крупных кристаллов мусковита (рис. 56).

Вертикальная зональность жил III типа в главных своих чертах повторяет только что описанную и зафиксирована наблюдениями в подземных выработках по жилам Тэдино (27, 32, 164), Малиновой Варакки (4а, 154) и Пертиваракки (9а, 62, 66) (граф. прил. 7, рис. 4в).

Важная новая черта связана с характером распределения микроклина. На основании изучения многочисленных материалов разведочных и эксплуатационных работ и данных детальных зарисовок, приводимых в настоящей работе, устанавливается, что микроклин в жилах III типа распределяется таким образом, что может быть представлен в форме седловидной фигуры, как бы глубоко посаженной на верхнее выклинивание кварцевой оси.

В качестве общей черты вертикальной зональности жил II и III типов нужно указать на явление обильной мусковитизации и «резорбции» гнейсов близ корневых частей тел, где гнейсы часто превращены в крупночешуйчатый биотит-мусковитовый слюдит, содержащий значительное количество кварца и мелкие кристаллы апатита. Область нижнего выклинивания жил III типа автором наблюдалась несколько раз (жила 27 Слюдоваракки, штрек 12, скважины 103, 124; жила 164 Слюдоваракки, штрек 26; жила 154 Малиновой Вараки, блок 7), где жила представлена кварц-мусковитовым комплексом или агрегатом мелкокристаллического мусковита с мелкими неправильной формы реликтами зерен грязно-зеленого, серо-зеленого или темно-серого плагиоклаза.

С точки зрения локализации типоморфных комплексов вертикальная зональность жил III типа, таким образом, напоминает зональность жил II типа. Отличие выражается в появлении, помимо комплексов *a* и *б*, еще комплекса *в*, блокового и пегматоидного микроклинового пегматита, развивающегося в надъядерной части и по обеим сторонам верхней половины кварцевой оси. Область развития микроклина в жилах имеет, таким образом, форму колпака, расположенного асимметрично относительно кварцевой оси — с лежащего бока микроклина, как правило, больше, и область его распространения здесь более растянута по вертикали. Таким образом, в «оправу» из комплекса *a* оказывается как бы вставленной фигура, состоящая в верхней части из комплекса *в* и в нижней — из комплекса *б*. В центре жилы сохраняется кварцевая ось.

Распределение по вертикали пегматита различных родов тоже обнаруживает определенную выдержанную закономерность: пегматит I рода развивается лишь в верхней недифференцированной части жилы, пегматит II рода — приблизительно от середины высоты кварцевой оси до нижнего ее выклинивания, пегматит III рода занимает промежуточное положение между пегматитом I и II родов (рис. 5в).

Вертикальная зональность жил IV типа изучена хуже, что объясняется их особенно крупными размерами и относительно невысокой промышленной ценностью. В качестве примеров могут быть рассмотрены жила 7 Хитогоры и жила 11—39 Малиновой Вараки (рис. 4г, д).

Изучение этих двух жил в вертикальном разрезе показывает, что среди жил IV типа в зависимости от особенностей состава гнейсов, в которых эти жилы залегают, устанавливаются две разновидности вертикальной зональности.

Жилы, связанные пространственно с плагиоклазовыми глиноземистыми полосчатыми гнейсами, в разрезе обладают наиболее четко выраженной зональной фигурой.

Верхние недифференцированные горизонты таких жил сложены плагиоклазовым среднезернистым пегматитом неяснографической структуры с таблитчатым биотитом (пегматит I рода). Следующая по падению часть жилы, отвечающая обычно области раздува мощности, представлена пегматитом IV рода (подробное описание соответствующего горизонта дано при характеристике жил IV типа в предыдущей главе). Непосредственно ниже этой части жилы, с исчезновением лейстового биотита, блоково-грубографических, апографических и петельчатых структур по микроклину, с появлением выдержанной кварцевой «оси» жила приоб-

ретае все черты пегматитов III рода. По высоте это отвечает верхней половине кварцевой «оси».

Еще далее вниз микроклин вовсе исчезает и вплоть до нижнего выклинивания кварцевой «оси» развивается пегматит II рода (рис. 4г).

Нижнее выклинивание описываемых жил представлено мелкокристаллическим кварц-мусковитовым комплексом или агрегатом мелких кристаллов мусковита. Гнейсы близ жилы превращены в биотит-мусковитовый слюдит.

Существенно иначе выглядят в вертикальном разрезе те из жил IV типа, что залегают в пачках переслаивания массивных («сухих»), неяснополосчатых и порфиробластических плагиогнейсов с микроклин-содержащими гранито-гнейсами и аплитами.

Благодаря тому, что вмещающие породы содержат в значительно больших количествах микроклин, область развития типоморфного комплекса *g* (микроклинового пегматита блоково-грубографической структуры с лейстовым биотитом) оказывается растянутой по вертикали и, следовательно, на значительном расстоянии по высоте развивается пегматит IV рода, занимая пространство вдоль всей средней наиболее мощной части жилы. Нижние части таких жил изучены лишь по скважинам колонкового бурения, и, насколько можно судить по этим данным, развитие ясно выраженных областей пегматита II и III родов, как это имеет место в жилах IV типа, залегающих среди полосчатых плагиогнейсов, здесь не устанавливается. Корневые части описываемых жил к настоящему времени не вскрыты (рис. 4д).

Описанные различия в характере вертикальной зональности жил тех или иных типов (и даже жил одного типа среди различных гнейсов) должны несомненно учитываться при определении промышленных перспектив объектов.

Поскольку промышленные скопления высококачественного мусковита связаны, главным образом, с пегматитом II и III родов и, в меньшей степени, с кварц-мусковитовым комплексом, развивающимся в прикорневых частях жил, то при определении участков максимального ослюденения в каждой конкретной жиле можно непосредственно исходить из изложенных выше закономерностей.

Полученные новые данные о вертикальной зональности жил IV типа, связанных с различными вмещающими породами, позволяют дифференцированно подходить к их оценке. Одни из них, залегающие в полосчатых плагиогнейсах, в нижней своей половине представляют несомненный практический интерес, для других, залегающих в пачках переслаивания, характерны в целом низкие содержания мусковита.

О вертикальной зональности слюдяно-керамических и керамических пегматитов

Индивидуальный подход к изучению вертикальной зональности в жилах каждого из выделенных типов слюдяных жил дал возможность раздельно охарактеризовать различные варианты вертикальной зональности, свойственные разным структурно-парагенетическим типам слюдяных пегматитов. Было установлено, что описанные ранее для жил региона основные черты изменения в вертикальном разрезе (Карский, Толстой, 1959) характеризуют некоторый собирательный, неконкретный вид зональности, в природе не существующий. Для каждого из конкретных случаев, в зависимости от того, к какому из структурно-парагенетических типов принадлежит жила, может быть дана конкретная схема вертикальной зональности. Таким образом, по количеству типов слюдяных

пегматитов установлено четыре различных вида зональности в вертикальном разрезе.

Сложнее обстоит дело с изучением вертикальной зональности слюдяно-керамических и керамических пегматитов. Почти полное отсутствие подземных горных выработок и весьма ограниченное количество разведочных скважин на каждом из объектов лишает возможности рассмотреть изменение состава и строения жил в разрезе отдельно для каждого типа. Таким образом, на теперешней стадии изученности слюдяно-керамических и керамических пегматитов точно так же, как около десяти лет назад на месторождениях слюдяных пегматитов, можно говорить пока не о конкретной, а лишь об обобщенной, собирательной схеме вертикальной зональности в целом для данной совокупности жил.

К тому же, такие общие выводы из-за ограниченности фактического материала могут быть сделаны только с большой долей аналогии с материалами, полученными для слюдяных пегматитов, так как какие-либо фактические данные о вертикальной зональности керамических пегматитов отсутствуют вообще. Известные факты о характере изменения состава и строения слюдяно-керамических жил в вертикальном разрезе ограничиваются следующими наблюдениями:

а) в северном забое жилы 5 Попова Наволока можно видеть увеличение количества микроклинового пегматита пегматоидной и блоково-грубографической структур к верхам видимой части жилы. Отчетливо в том же направлении происходит укрупнение биотита. Доля плагиоклазового пегматита снижается;

б) при проведении эксплуатационных работ на жилах «Третий решающий», 108 Коросовского бора, 9 Черной Салмы, 12 Хетоламбино (данные Чупинского рудоуправления) установлено уменьшение микроклинового пегматита с глубиной;

в) уменьшение микроклина с глубиной отмечено Г. Н. Бунтиным (1955) при описании жилы им. Чкалова на различных горизонтах отработки;

г) в северном склоне варакки участка 8-е Марта в забое карьера по жиле 3 ясно выражена смена состава и строения пегматита в разрезе. Апикальная часть жилы эродирована. Видимый отрезок жилы может быть разделен на три части, отличающиеся набором и пространственным соотношением главных структурно-минеральных комплексов.

Верхняя часть состоит из двух зон: боковой, представленной среднезернистым плагиоклазовым пегматитом апографических структур, и внутренней, сложенной микроклиновым и плагиоклазовым пегматитом пегматоидной структуры. Присутствуют также небольшие блоки кварца.

Средняя часть характеризуется четко зональной текстурой с тремя отчетливыми зонами. Боковая зона выполнена среднезернистым плагиоклазовым пегматитом неяснографической структуры с таблитчатым биотитом. В промежуточной зоне развит почти исключительно плагиоклазовый пегматит пегматоидной структуры с кристаллическим мусковитом. Центральную зону составляет блоковый кварц.

Нижняя часть, представляющая область выклинивания жилы, сложена нацело среднезернистым плагиоклазовым пегматитом неяснографической структуры с мелкокристаллическим мусковитом в форме гнездообразных скоплений. Явления, близкие описанным, наблюдаются в разрезе жилы 39 Б. Будахи. Область нижнего выклинивания здесь не вскрыта. Суммируя имеющиеся наблюдения и привлекая для сравнения данные по слюдяным пегматитам, можно вывести обобщенный вариант схемы вертикальной зональности слюдяно-керамических жил в следующем виде. Апикальная, относительно короткая по падению и маломощная часть жил слагается плагиоклазовым и существенно плагиоклазовым

пегматитом неяснографической структуры с таблитчатым биотитом. В виде отдельных участков развивается микроклин-плагиоклазовый пегматит пегматоидной структуры с крупнотаблитчатым биотитом.

«Надъядерная» часть представлена, главным образом, микроклиновым пегматитом пегматоидной и блоково-грубографической структур с широколистоватым и лейстовым биотитом. Отдельные участки во внутренних зонах представлены плагиоклазовым пегматитом пегматоидной и апографических структур, присутствуют мелкие гнезда кварц-мусковитового комплекса. Невыдержанные боковые зоны выполнены микроклин-плагиоклазовым и существенно плагиоклазовым пегматитом неяснографической структуры.

Средняя по падению, «ядерная», часть жилы в главных чертах близка к предыдущей. В отличие от последней здесь присутствует блоковый кварц часто в виде выдержанной центральной зоны (ядра), либо в отдельных изолированных блоках. Шире развит кварц-мусковитовый комплекс, гнезда и кристаллы составляющих его минералов крупнее. Микроклин и плагиоклаз присутствуют приблизительно в равных количествах.

Нижняя «подъядерная» часть жилы характеризуется преимущественным развитием плагиоклазового пегматита пегматоидной, неяснографической и апографической структур с небольшой долей микроклинового пегматита пегматоидной структуры. Намечается общая тенденция уменьшения числа и размеров пластин биотита. Корневые области жил, зоны выклинивания к настоящему времени не вскрыты и не изучены.

Элементы внутрирудной тектоники и внутрирудные тектонические импульсы

Различные вопросы внутрирудной тектоники в пегматитах района были рассмотрены Г. Н. Бунтиным (1937), В. Д. Никитиным (1950, 1952), Ю. Е. Рыцком (1959), С. И. Макиевским (1962а, 1968) и другими исследователями. Их работами показана важность изучения внутрирудной тектоники не только в практическом отношении, но и с точки зрения выяснения ряда генетических вопросов: взаимоотношения и способа образования минералов и структурно-минеральных комплексов пегматита. Данные, полученные нами в результате крупномасштабного картирования ряда крупных промышленных жил, также могут быть использованы в этом направлении.

Ксенолиты вмещающих пород различной формы и размеров можно наблюдать в некоторых относительно крупных жилах 3-й фациальной группы (жила 195 Хетоламбино, жила I Б. Будаихи). Располагаясь среди пегматита, эти ксенолиты чаще всего обнаруживают нарушенное по отношению к породе залегание и претерпевают значительные химические изменения под влиянием растворов пегматита (биотитизация, окварцевание с почти полным замещением амфибола и плагиоклаза). В ряде случаев можно наблюдать характерное пространственное соотношение тел ксенолитов и областей развития пегматита апографических структур. В жиле Iв Б. Будаихи (граф. прил. 16) серия мелких ксенолитов амфиболита располагается поперек контакта тела, образуя подобие выгнутой кверху пластины, перегораживающей видимую область жилы на две части по падению, нижнюю и верхнюю, отличающиеся по структуре пегматита. Верхняя часть сложена, главным образом, плагиоклазовым пегматитом пегматоидной структуры с идиоморфными малых размеров блоками микроклина, большинство которых располагается на верхней поверхности ксенолита. Нижняя часть жилы целиком представлена микроклин-плагиоклазовым пегматитом петельчатой структуры. Таким образом, можно предположить, что пластина ксенолита,

выполняя роль экрана, препятствует проникновению в верхние части жилы поступающих снизу растворов стадии кислотного выщелачивания.

Нечто подобное фиксируется также в жиле 195 Хетоламбино (граф. прил. 13), где пластинчатой формы переработанные ксенолиты располагаются параллельно западному контакту жилы в 60 см от зальбанда. По обе стороны от ксенолита, так же, как и в предыдущем случае, пегматит резко различен по своей структуре.

С внутренней части жилы к ксенолиту примыкает хорошо выраженная выдержанная по падению жилы зона петельчатых структур, развивающихся по плагиоклазовому и микроклиновому пегматиту пегматоидной структуры. С внешней стороны от ксенолита петельчатых структур в пегматите нет вовсе. В восточном боку жилы, где ксенолит отсутствует, петельчатые структуры развиты почти на всю мощность промежуточной зоны и лишь призальбандовая оторочка мощностью около 20 см выполнена пегматитом неяснографической структуры с таблитчатым биотитом. В итоге и в этом примере создается картина экранирования пластинчатым ксенолитом растворов кислотного характера.

Рассмотренные факты позволяют предположить, что растворы стадии кислотного выщелачивания проникали в пегматит изнутри и снизу. Во всех случаях отчетливо видно, что частичное растворение полевых шпатов пегматита неяснографической и пегматоидной структур сопровождается растворением биотита и интенсивным окварцеванием породы.

Другое, не менее яркое, проявление процессов внутрирудной тектоники — пластические деформации и разрывы тектурных зон — заключается в нарушении зональной текстуры пегматитовых жил: пластических деформациях, разрывах и смещениях отдельных участков тектурных зон, искажении нормальной последовательности чередования этих зон, изменении обычного характера границ структурно-минеральных комплексов. Наиболее яркими примерами в этом отношении могут служить серии внутрирудных трещин, рассекающих пегматит жилы 132 Малиновой Варакки (граф. прил. 4). На зарисовке отчетливо видно, как две боковые зоны неяснографического и блокового пегматита выведены тектоническими нарушениями из своего нормального положения, оторваны в виде «ленты» от контакта, разобщены на несколько отдельных фрагментов и перемещены в центр жилы. Здесь же видна совместная пластическая деформация тех же двух боковых зон, вследствие чего эти зоны в совокупности получили вид гофрированной ленты, змеевидно извивающейся вдоль контакта. Трещины, по которым произошли нарушения, отчетливо фиксируются по четким прямолинейным границам одной стороны «ленты» с блоковым кварцем. Другая сторона «ленты», как и в своем обычном состоянии до деформации, имеет ломаные ограничения, обусловленные идиоморфными очертаниями блоков плагиоклаза. Характерно, что никаких обломков пегматита, глинки трения и милонита вдоль плоскостей не отмечается, плоскости выглядят совершенно чистыми, словно вымытыми. Блоковый кварц, как это хорошо видно на зарисовках, заполняет, «залечивает» все свободное пространство, возникшее в результате деформации, и нигде указанными трещинами дроблению не подвергается. Все эти характерные черты пегматита свидетельствуют о том, что в момент, когда были реализованы внутрирудные напряжения, кварц в отличие от боковых плагиоклазовых зон находился еще в жидкой фазе, которая либо уже присутствовала в центральной части жилы в момент деформации, либо была привнесена в полость вследствие этих деформаций. Опираясь на описанные факты (ранее один такой пример был опубликован Б. Е. Карским и А. И. Толстым, 1959), можно датировать возраст этих разрывов как послеплагиоклазовый, но докварцевый.

Явления «жила в жиле», упоминавшиеся для района В. Д. Никитиным (1952) и С. И. Макиевским (1962), касались, главным образом, кварцевых жил и клиньев, залегающих в пегматите и имеющих четкие плоские тектонические ограничения. Действительно, такие явления распространены в крупных зональных жилах довольно широко. Нами они наблюдались в жилах 132, 141, 152 Малиновой Варакки, в жиле 7 Хитогоры (рис. 6), 226 Хетоламбино (граф. прил. 14). Для кварцевых жил, залегающих в пегматитах, характерна субпараллельность контактам, вмещающих их пегматитовых жил. Различие в азимутах простираения всегда очень незначительно и не превышает 10—15°. Поэтому, кварц, ограниченный двумя трещинами, с первого взгляда может произвести впечатление нормальной кварцевой оси (или второй кварцевой оси, если обычная ось присутствует сама по себе). Трещины, ограничивающие кварц, могут, в свою очередь, не быть строго параллельны между собой, тогда кварцевые жи-

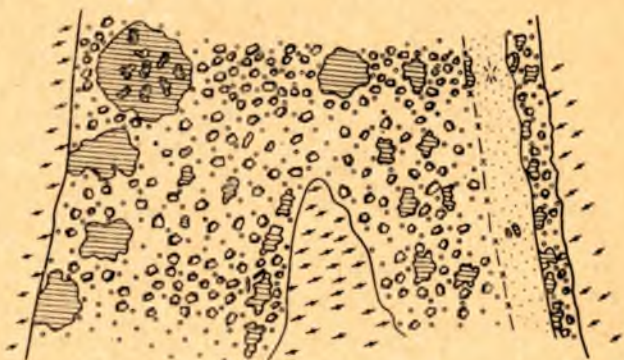


Рис. 6. Кварцевая жила, секущая кварц-мусковитовый комплекс в пегматите. М. 1 : 40.

лы имеют вид острых клиньев. При значительном отклонении на каком-либо отрезке кварцевой жилы азимута ее простираения от азимута простираения вмещающей пегматитовой жилы кварцевая жила может довольно круто развернуться и выйти на контакт с гнейсами, что часто наблюдается. В описанном случае образование кварцевых «жил в жиле» трудно себе представить как-либо иначе, если не как следствие проникновения раствора гидротермального характера в пегматитовую жилу или данную ее часть по внутрирудным трещинам. Этот раствор, как можно заключить по малой степени изменения пегматита близ кварцевой жилы (мелкокристаллический кварц-мусковитовый комплекс с небольшим количеством апатита и сульфидных минералов), обладал лишь незначительным запасом тепловой и химической энергии.

Трещины, ограничивающие кварцевые жилы, согласно изложенным фактам, по возрасту соответствуют описанным выше трещинам, вдоль которых происходят перемещения тектурных зон пегматита.

В жилах 3-й фациальной группы также известны случаи, когда, помимо обычного центрального положения, блоковый кварц располагается в виде продольно вытянутых зон небольшой мощности (около 0,5 м) на границе между пегматитом и вмещающей породой (жила 226 Хетоламбино, граф. прил. 14). Такие кварцевые тела по многим признакам резко отличаются от обычных осевых зон. Как показано на чертеже, кварц имеет четкие прямолинейные ограничения. На контакте с вмещающей породой можно наблюдать тонкую (3—5 см) невыдержанную оторочку, сложенную породой гранитовой либо ортотектитовой структуры с чешуйчатым биотитом. Граница оторочки с амфиболитом четкая, прямолинейная, с кварцем — извилистая, «рваная». С внутренней стороны кварцевое тело граничит с пегматитом, по составу и структуре отвечающим нормальной боковой зоне жил этого типа (плагноклазовый пегматит неяснографической структуры с биотитом, таблитчатые кристаллы кото-

рого располагаются поперечно границе пегматита и кварцевого тела). Иногда, как в случае, иллюстрируемом рисунком, между пегматитом и кварцевым телом располагается тонкая (1—4 см) перегородка биотитового слюдита с кварцем и редкими реликтовыми зернами плагиоклаза. Граница этой перегородки с пегматитом — резкая, прямолинейная, с кварцевым телом — «рваная». Внутри последнего тонкими цепочками, параллельными контактам с амфиболитом и пегматитом, располагаются серии мелких зерен плагиоклаза с неправильными реликтовыми ограничениями: такие зерна обрамляются бахромой чешуек биотита. Хорошо видно, что появление в эндоконтакте жилы продольного кварцевого тела

не приводит к нарушению нормальной последовательности расположения текстурных зон внутри самой жилы.

Все изложенные черты описанных кварцевых тел позволяют предположить, что их образование происходит вследствие раздвигания пород на контакте пегматита и амфиболита в процессе внутрирудных тектонических движений, проникновения в возникшую полость растворов гидротермального характера, видимо, относительно охлажденных и химически дезактивированных, и отложения из них блокового кварца.

Время проявления внутрирудного тектонического импульса можно оценить интервалом, заключенным между периодами образования микроклинового пегматита пегматоидной структуры и блокового

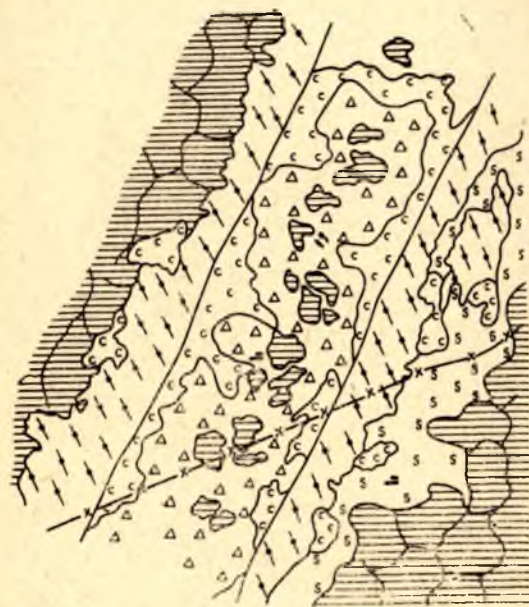


Рис. 7. Ксенолиты жил I типа в пегматите II типа. М. 1 : 40.

кварца осевой зоны. По аналогии с подобными явлениями в слюдяных жилах, где они фиксируются шире и картируются со значительно большей полнотой и детальностью, можно предположить, что образование кварца в центральных зонах пегматитов в описанных жильных телах происходит одновременно и из одних и тех же растворов. Таким образом, возникновение «кварцевых жил в жиле» отвечает по времени заключительной стадии формирования самих пегматитов. Описанные выше для жил нескольких типов более мелкие кварцевые жилки, отходящие от кварцевой оси, и секущие блоки полевых шпатов, генетически представляют собой то же самое явление, только в связи с меньшими по величине разрывными нарушениями.

Принципиально иначе в возрастном отношении должны оцениваться явления «жила в жиле», если они касаются не кварцевых, а пегматитовых недифференцированных жил, залегающих в более мощных и зональных пегматитах. Такие наблюдения относятся к числу редких, но роль их в расшифровке некоторых вопросов генезиса кажется значительной (рис. 7, штрек 1 по жиле 141 Малиновой Варакки).

Плагиоклазовая жила, сложенная, главным образом, пегматитом неяснографической структуры с отдельными мелкими блочками плагиоклаза и прерывистыми участками пегматита петельчатой струк-

туры, залегает вместе с участками ее зальбандов в пегматите зональной крупной пегматитовой жилы. Гнейсы зальбандов, представленные маломощными полосами, имеют с пегматитом малой жилы четкие секущие прямолинейные контакты, границы же этих гнейсов с пегматитом большой жилы — рваные, неровные, постепенные. Иногда малые жилы оказываются изогнутыми, а полосы гнейсов на зальбандах изогнутыми и разорванными. Никакой трещиноватости в пегматите большой жилы вдоль или близ границ залегающей в ней малой жилы не наблюдается.

Описанные явления рассматриваются нами как результат обрушения в полость большой жилы обломков малой жилы, образовавшейся ранее и залегавшей в пределах пространства (или в непосредственной близости к нему), которое затем было заполнено пегматитом большой жилы. Как неизбежное следствие из этого вывода должно быть заключение о том, что пегматит зональной жилы обязан своим происхождением более позднему тектоническому импульсу и связанному с ним более позднему этапу пегматитообразования, чем тот импульс (и этап пегматитообразования), который привел к возникновению малой недифференцированной жилы. Причем в согласии с предыдущими исследователями (Никитин, 19526; Рыцк, 1959), отчетливо устанавливается, что более поздние тектонические импульсы проявляют совершенно определенную пространственную наследственность по отношению к более древним деформациям. Помимо описанных внутрирудных деформаций, к этому же типу нарушений можно отнести трещины, рассекающие все без исключения текстурные зоны жил и часто содержащие крупные кристаллы биотита, цепочки зерен граната, апатита и других минералов (Никитин, 1950, 19526). Эти трещины, видимо, соответствуют наиболее позднему тектоническому импульсу.

ГЛАВА IV

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ПЕГМАТИТОВ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ И ФАЦИАЛЬНЫХ ГРУПП

Изучению состава и свойств минералов в слюдоносных и керамических пегматитах, связанных с древними метаморфическими толщами, посвящена достаточно обширная литература (Ферсман, 1931; Солодовникова, 1935; Бунтин, 1937; Лабунцов, 1939; Григорьев Д. П., 1939; Косой, 1936; Никитин, 1950, 1953; Руденко, 1952, 1954; Лебедев, 1955, 1959; Карский, Толстой, 1959; Белянкина и др., 1958; Леонова, 1959, 1965; Дворкин-Самарский, 1961; Никаноров, 1959; Шуркин и др., 1962; Рябчиков, Соловьева, 1961; Шмакин и др., 1964; Сафронова, 1966а, б, 1969; Гродницкий, Манаев, 1968, 1971). В большинстве названных работ, касающихся пегматитов северной Карелии, содержится материал по характеристике минералов либо из отдельных жил региона, либо из жил некоторых наиболее широко распространенных структурно-парагенетических типов.

В настоящей работе по рассматриваемому кругу вопросов используется фактический материал, отвечающий всему парагенетическому разнообразию послескладчатых гранитных пегматитов большинства крупных месторождений региона, залегающих в породах различного состава и характеризующихся различными геолого-структурными условиями.

Изложенная в предыдущей главе классификация и устанавливающиеся на ее основе генетические соотношения одиннадцати выделенных типов пегматитов позволяют проследить характер изменения химизма и некоторых общих свойств минералов в определенных генетических направлениях: в различных типах одной фациальной группы пегматитов и в одноименных типах, принадлежащих к различным фациальным группам. Естественно, что в обоих случаях такая корреляция будет проведена на основе сопоставления минералов из одноименных структурно-минеральных комплексов. Помимо этого, по-прежнему важной стороной исследования остается применявшееся ранее многими авторами сравнение состава и свойств минералов из различных структурно-минеральных комплексов одной и той же жилы или нескольких однотипных жил.

В данной главе делается упор на изучение химического состава минералов как признака, тесно связанного с условиями образования самих минералов и вмещающих их пегматитов. Рассмотрение состава минералов ведется на основе описанных выше ассоциаций (особенно типоморфных), данные по минеральному составу, структурным особенностям и пространственному размещению которых в пегматитах различных типов в основном приведены в главах II и III.

Изложение материала сведено в пять разделов по числу изученных породообразующих минералов.

ПЛАГИОКЛАЗЫ

Ассоциации

В разделе главное внимание уделяется пороодообразующим плагиоклазам, отвечающим в основном ряду олигоклаз-андезин, тогда как альбиты, не принадлежащие к числу пороодообразующих минералов изученных пегматитов, в работе не рассматриваются.

Плагиоклазы указанного ряда составов образуют в слюдяных, слюдяно-керамических и керамических пегматитах несколько различных ассоциаций, структурно-минеральных комплексов (см. гл. II).

Часть этих ассоциаций, выделенных в качестве типоморфных, изучена с точки зрения состава плагиоклазов наиболее детально.

Состав плагиоклаза (номер плагиоклаза) частично определялся на основе химических анализов и данных фотометрии пламени, частично — иммерсионным методом (Татарский, 1965).

Изучено 43 жилы, по которым получено 418 анализов плагиоклаза, в 92 образцах произведены замеры номера плагиоклаза иммерсионным методом.

Отбор образцов произведен в разрезах («линиях отбора»), расположенных по мощности жильных тел на разных их горизонтах (для слюдяных пегматитов) и в пределах разных участков жил по простиранию с расчетом наиболее полного освещения жил. По условиям вскрытия детальность опробования и количество образцов из различных жил различны. Наиболее подробно изучены вскрытые на нескольких горизонтах и практически на всю длину по простиранию слюдяные жилы (особенно II, III и IV типы).

Полученные химические анализы пересчитаны на миналы $Ab\%$ и $An\%$, по соотношению которых определен номер плагиоклаза.

Помимо основности плагиоклаза, для всех образцов, изученных с помощью химических анализов и фотометрии пламени, проведено сравнение содержания K_2O (вес. %). В сумму K_2O , определяемого анализом, входит калий, изоморфно замещающий натрий в структуре плагиоклаза, и калий антипертитовых вростков. От механических примесей калийсодержащих минералов анализируемые образцы тщательно очищались. Для оценки относительного количества двух указанных составляющих суммы калия, подсчитаны количества антипертитовых вростков в шлифах (122 шлифа) и полученные данные сопоставлены с процентом Og , рассчитанным по общей сумме калия в анализе. Результаты сопоставления показывают, что калий твердого раствора составляет большую часть суммы калия, определяемой анализом. Результаты анализов и пересчетов обработаны методами математической статистики.

Отбор образцов из блоков плагиоклаза проводился с учетом деталей строения этих блоков, о чем следует сказать особо.

В крупных дифференцированных жилах II и III типов (жила 152 Малиновой Вараки, 9 Попова Наволока) на горизонтах горных выработок, вскрывающих хорошо дифференцированную «ядерную» часть тел, наблюдается явление зонального строения крупных и гигантских блоков плагиоклаза, залегающих на границе с зоной блокового кварца. Это явление выражается наличием в блоках плагиоклаза нескольких различных зон, расположенных параллельно границе блока плагиоклаза с кварцевым блоком в следующем порядке:

а) первая мономинеральная зона плагиоклазового блока, внутренняя граница которой часто с геометрической точностью повторяет внешнюю, так что мощность зоны остается постоянной (около 6—7 см);

б) вторая зона характеризуется наличием в плагиоклазе многочисленных мелких неправильной формы вростков кварца и мелких чешуй

мусковита, образующих в совокупности рисунок, напоминающий резко уменьшенную неяснографическую структуру; однако принципиальная разница заключается в том, что в рассматриваемом случае все вростки кварца располагаются в пределах одного блока плагиоклаза. Иногда кварца и мусковита в плагиоклазе настолько много, что зона почти целиком складывается тонкозернистым кварц-мусковитовым агрегатом, здесь же часто присутствует кальцит. Границы кварца и плагиоклаза повсюду коррозионные.

Под микроскопом в различно ориентированных разрезах устанавливается, что соседние зерна кварца часто образуют одинаково оптически ориентированные стаи, однако форма этих зерен неправильная и не дает возможности определить в каждом случае направление удлинения системы в целом.

В некоторых шлифах видно, что кварцевые зерна неоднородны: зерна больших размеров, развивающиеся обособленно, секутся часто удлиненными сериями кварц-мусковитовых симплектитовых образований. По этому признаку более мелкие червеобразные и неправильные вростки кварца, ассоциирующие с мусковитом, можно считать более поздними;

в) третья зона вновь представлена мономинеральным плагиоклазом, иногда с обычными крупными неправильными вростками темного кварца.

По одному из таких блоков (жила 152) в шлифах на федоровском столике произведены замеры номера плагиоклаза в разрезе через все зоны блока. Значение N_p колеблются в пределах (N_p 17—21) точности измерения.

Химизм

Изучение состава плагиоклаза проведено в трех направлениях: сравнение минералов из различных структурно-минеральных комплексов внутри одной жилы (серии однотипных жил), т. е. сравнение в направлении мощности жил (горизонтальная зональность); сравнение минералов из одноименных структурно-минеральных комплексов в жилах различных типов и такое же сравнение между типами — аналогами в различных фациальных группах.

Для каждого из типов характеристика состава плагиоклазов рассматривается двояко:

а) сравнение типоморфных структурно-минеральных комплексов (комплексы а и б) в частных сечениях, отвечающих различным родам в одной эталонной жиле каждого типа;

б) общее статистическое сравнение совокупностей, отвечающих тем же двум минеральным ассоциациям для серии однотипных жил (на основе критерия Стиюдента).

Данные, приведенные в таблицах 2, 2а, 2б, 3, 4 и на диаграммах, показывают, что из трех изученных величин, характеризующих состав плагиоклазов по петрогенным элементам (номер плагиоклаза, содержание K_2O и количество антипертитовых вростков) отчетливо фиксируемые и закономерные вариации в различных ассоциациях, структурно-парагенетических типах и фациальных группах, обнаруживает лишь первая величина.

Основность породообразующих плагиоклазов в пегматитах региона изменяется в пределах от 7—8 до 35—36 номеров (рис. 8). Эти цифры близки к данным А. Н. Лабунцова (1939; номера 11—35) и несколько отличаются от данных М. Е. Салье (Шуркин и др., 1962; номера 13—31).

Главное направление изменения состава плагиоклазов соответствует трем рядам типов пегматитовых жил трех различных фациальных групп.

Таблица 2

Номера плагиоклазов из пегматитов различных типов и фациальных групп
1-я фац. гр. (слюдяные пегматиты)

Тип	Месторождение, участок, № жилы	№ линий отбора проб	Частные значения Np1	
			типоморфный комплекс а ₁	типоморфный комплекс б ₁
I	Малиновая Варакка, 132 (широтная) " 51а " 64 " 78	5	30, 31	—
		7	27	—
		1	30, 29	—
		2	27, 25	—
		1	30, 27, 26	—
		2	24, 24	—
		1	33, 31	—
		2	30, 30	—
		3	28, 31	—
II	Ближние Топорные Ва- ракки 5—54, 5а—47 Дальние Топорные Ва- ракки, 8в " 35—57 Малиновая Варакка, 132 " 152 Малиновая Варакка, 132	1	31, 30	—
		1	26, 26, 26	—
		1	28, 25	—
		2	27	—
		3	28	—
		1	26, 26, 27, 30	—
		1	21	20, 26
		2	26, 22	24, 22, 22
		3	24, 27	20, 24, 21
		4	27	—
		5	27, 22	—
		6	26	—
		8	24	20, 25
		1	25, 27, 26	—
		2	25, 24, 27	—
		3	26, 22	23, 25
		4	20, 21	26, 25
		5	34, 30	—
		6	24	26
		7	25, 27, 27	26, 25
		8	21	—
		9	27	23, 20
		10	28, 26	25
		11	26, 23	25, 23
		12	27	23, 25, 20
				20
				24, 25
				21

Тип	Месторождение, участок, № жилы	№ линий отбора проб	Частные значения Npi	
			типоморфный комплекс а ₁	типоморфный комплекс б ₁
III	Хитогора, 26 Дальние Топорные Ва- ракки, 18—51	1	28, 29	
		1	29, 29	—
		2	26	24
		3	22, 28	24
		4	29	—
	Малиновая Варакка, 154)	1	28, 30	16, 17
		2	22	—
		3	27, 28—6	—
		4	25, 26	—
		6	22, 26	25
		7	20, 23	16
		8	29, 27	21, 21, 15
		9	26, 26	20, 19
		10	30, 29	25, 14, 17
		11	28, 22	19, 17
		12	30, 33	22, 19
			22	17, 16
	Пертиваракка, 9а	1	28, 29	25
		24	24, 23	23, 20
		4	22, 30	22
		8	30	24
		10	25, 24	21
			23	—
		13	29, 24 24	21, 18 17
	Пертиваракка, 62	6	27	21
		7	23	17, 14
		8	20, 21	19, 20
	" 66	1	30	26, 24
		2	26	24
IV	Хитогора, 7 Малиновая Варакка, 11—39	13	29, 27	—
		14	23, 31	26
		1	28, 26	27
		2	30	24, 23
		3	32, 29	30, 30
		4	24, 30	20, 23, 30
		5	29, 24, 20	26
		—	20	—
		6	20, 28, 20	27
		7	—	17, 25
		8	35, 26	20
		9	23, 27	—
		10	17	22
		11	19, 15	17

Таблица 2а

Номера плагиоклазов из пегматитов различных типов и фациальных групп
2-я фац. гр. (сланцяно-керамические пегматиты)

Тип	Месторождение, участок, № жилы	№ линий отбора проб	Частные значения Npl	
			типоморфный комплекс а ₂	типоморфный комплекс б ₂
I	Хетолабино, 30	1	30, 31, 32 31, 30	— —
II	Хетолабино, 1ю	1	23, 21 — —	12, 14, 16, 18 14, 11, 11, 7 7, 14, 12
	„ 4	4	29, 22	15, 10, 9, 10
	„ 10	1	29, 20 —	20, 13, 12, 12 10, 12, 16, 17
		2	18, 16, 19, 17 —	12, 12, 13, 12 13, 15, 17, 12
	„ 16	1	26, 22 —	21, 20, 14, 13 19, 20
	„ 17	1	23, 25, 23, 23 —	17, 19, 17, 13 12, 22
	Попов Наволок, 21	1	23	19, 19, 16
		2	25, 23	19
	„ „ 9	1	21, 22, 23	18, 18
		2	21, 20	18, 14, 12
	Хетолабино, 5ю	1	23, 23, 20, 22, 21 —	16, 18, 19, 16 17
III	Хетолабино, 142	1	22, 21, 18, 24 23, 23, 23	16, 15 —
	„ 143	1	21, 23	23, 18, 18, 24
	Черная Салма, 3	1	24, 23, 21, 24	25, 21
	Попов Наволок, 5	1	19, 22, 22, 20 —	22, 23, 22, 25 22, 23, 22, 16
	Коросовский, 113	1	23, 23, 24	23
		2	23, 24, 24, 24	23

Рассмотрим черты сходства и различия этих изменений в трех указанных рядах по четырем признакам: Npl в комплексе а, Npl в комплексе б, средний Npl для типа, характер распределения плагиоклазов разного состава по мощности жил.

1. Общая черта пегматитов всех трех фациальных групп проявляется как ясно выраженная закономерность снижения величины Npl в типоморфном комплексе а от более простых к более сложным, более «развитым» пегматитам, т. е. «снизу вверх» вдоль каждого ряда типов

Номера плагиоклазов из пегматитов различных типов и фациальных групп
3-я фац. гр. (керамические пегматиты)

Тип	Месторождение, участок, № жи	№ линий отбора проб	Частные значения №1	
			типоморфный комплекс a_3	типоморфный комплекс b_3
I	Станционный Наволок, «Безымянная» к С.-З. от жилы 226	1	27, 37, 29, 29 31	— —
II	Зап. Хетоламбино, 73 " 199	1	31, 31, 35	31, 31, 34
			—	34, 31, 30
			32, 33	29, 26, 32
			—	33, 24, 32
III	Левин Бор, 17 Колыбаевский, 19	1	29, 30, 27, 29	26, 28, 28
			34, 35, 32	32, 33, 31
			30, 34, 31, 32 31	23 —
			26, 24 —	18, 18, 23 25, 24
IV	Большая Будаиха, 1 ^а " " 1 ^г Колыбаевский, 4	1	22, 24	17, 23
		4	23, 22, 22	21, 18, 18 19, 20
		1	21, 20	23

(рис. 9). Определенная зависимость состава плагиоклаза этой ассоциации от состава вмещающих пород, резко выраженная для нижних чле-

нов каждого ряда, значительно ослабляется в более сложно минерализованных и построенных жилах верхних звеньев ряда. Эта тенденция к приобретению определенной автономии состава развивается, несмотря на то, что, как и в «простых» жилах, пегматит неяснографической структуры (комплекс a) располагается в непосредственной пространственной близости к залбандам и областям выклинивания жил. Иначе говоря, можно предположить, что к более развитым и сложным жилам (III и IV типы) относительная доля химического влияния на состав плагиоклазов боковых зон со стороны пегматитообразующих расплава и растворов закономерно возрастает.

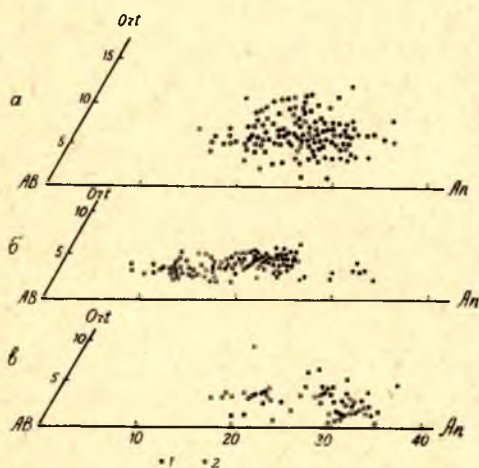



Рис. 8. Состав плагиоклазов в пегматите неяснографической (1) и пегматоидной структур из жил 1-й (а), 2-й (б), 3-й (в) фац. гр.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

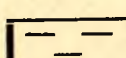
ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ:

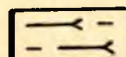
 Гранато-биотитовый
плагиогнейс

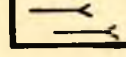
 Дистено-гранато-биоти-
товый плагиогнейс

 Двуслюдяной гнейс

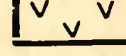
 Мусковит-биотитовый
слюдист

 Микроclin плагиокла-
зовый биотитовый и
эпидот-биотитовый гнейс

 Амфибол-биотитовый
плагиогнейс

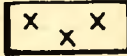
 Амфиболит

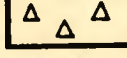
 Аплит и гранит

 Габбро-норит

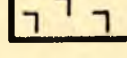
 Перидотит и пироксенит

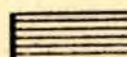
ПЕГМАТИТ:


 Плагиоклазовый пегматит
ортопектиновой струк-
туры


 Пегматит
неянографиче-
ской струк-
туры

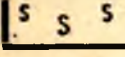
 Пегматит
графической
структуры

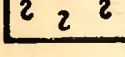



 Плагиоклазовый пегматит
пегматоидной (и, в частно-
сти, блоковой) структуры

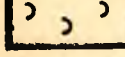
 Микроклиновыи пегматит
пегматоидной (и, в частно-
сти, блоковой) структуры

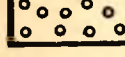
 Микроклиновыи пегматит
блоково-грубографической
структуры


 Пегматит
апографиче-
ской струк-
туры

















Пегматит
апографиче-
ской струк-
туры

Пегматит
петельчатой
структуры

Темный зернистый кварц

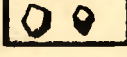
Крупнокристаллический
кварц-мусковитовый
комплекс

Мелкокристаллический
кварц-мусковитовый
комплекс


Блоковый кварц

МИНЕРАЛЫ ПЕГМАТИТА:

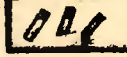
Плагиокла-
зовый



Микрокли-
новый



Плагиокла-
зовый



Микрокли-
новый



Крупные кристаллы
мусковита

Кристаллы и лейсты
биотита

Турмалин

Апатит

Гранат

Сульфиды

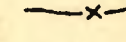
Кальцит


Альбит

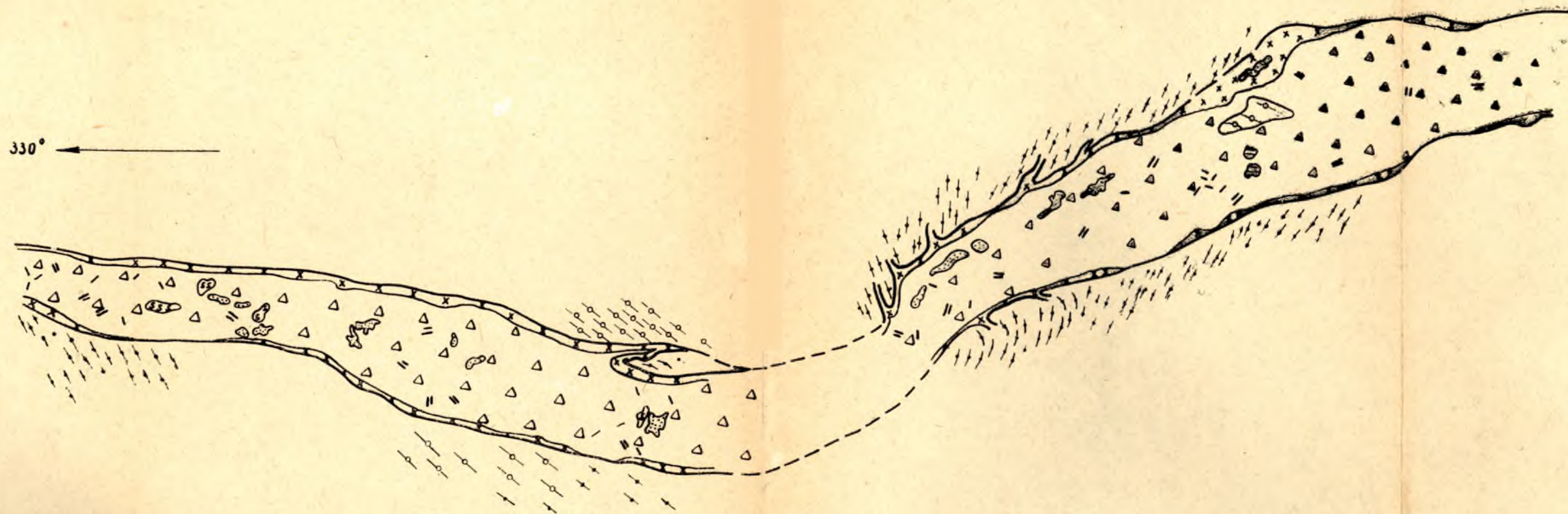
ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:

 - Контакты жильных тел

 - Контуры горных выработок

 - Разрывные тектонические нарушения

 - Места взятия и NN образцов



2. Жила I типа (1-я фаз. гр.)
Фрагмент плана, м=1:100. 64 Малиновой Варакки.

Установленная общая закономерность снижения основности плагиоклазов от «простых» жил к «сложным» имеет в каждой из фациальных групп пегматитов индивидуальные особенности. Если в слюдяных (1-я фац. гр.) и слюдяно-керамических (2-я фац. гр.) пегматитах резкий перепад состава плагиоклазов связан с переходом от I типа ко II, то в керамических (3-я фац. гр.) этот перепад, выражающийся на графике резким переломом кривой (рис. 9), приходится уже на границу II и III типов, т. е. смещен выше вдоль ряда типов. В этом различии можно усматривать химическое влияние амфиболитов, вмещающих жилы 3-й фациальной группы.

2. Изменение значений N_{pl} в типоморфном комплексе б вдоль рядов типов пегматитов имеет более сложный характер.

При переходе от II типа к III в слюдяных и керамических пегматитах (в слюдяно - керамических жилах эта ступень отсутствует вследствие выпадения типа жил аналогичного II типу в слюдяных и керамических жилах) основность плагиоклазов резко падает.

На границе III и IV типов изменения состава плагиоклазов имеют обратный характер, но лишь в пегматитах слюдяных и слюдяно-керамических, тогда как в керамических — плагиоклазы комплекса б в III и IV типах сохраняют постоянство состава.

Обращает на себя внимание разная степень контрастности состава плагиоклазов при переходе от одного типа к другому в пегматитах различных фациальных групп. Наиболее резкие различия средних значений N_{pl} в пегматите пегматоидной структуры (типоморфный комплекс б) характерны для слюдяно-керамических и керамических пегматитов. Аналогичные явления присущи, кстати, и пегматиту неяснографической структуры (комплекс а).

3. Описанные изменения состава плагиоклазов двух типоморфных комплексов в пределах трех рассматриваемых рядов определяют

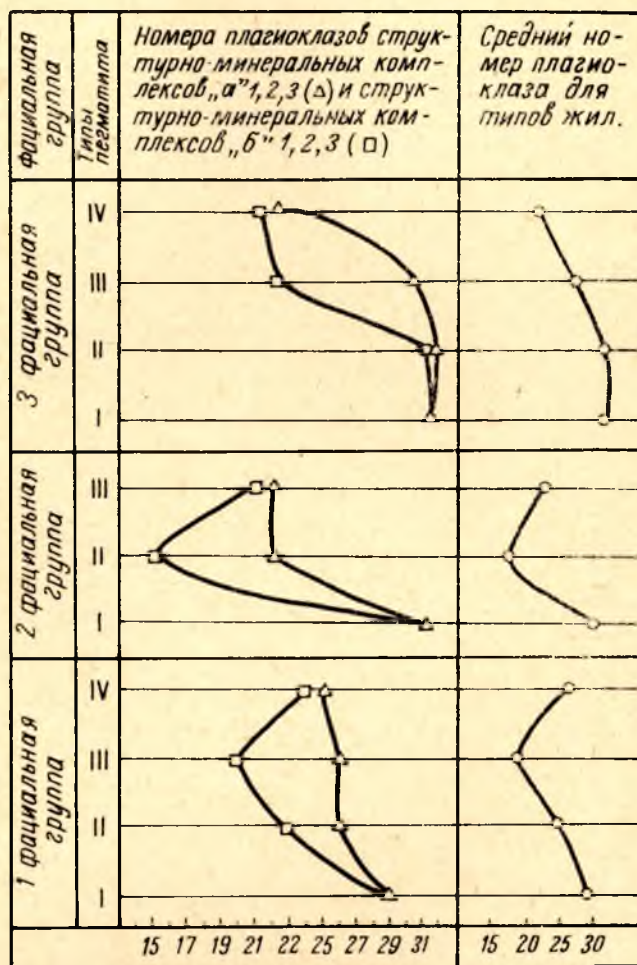


Рис. 9. Состав плагиоклазов в типоморфных структурно-минеральных комплексах из пегматитов различных типов и фац. гр.

Результаты статистической обработки величин номера плагиоклаза и $K_2O\%$
в плагиоклазах различных структурно-минеральных комплексов, типов и фацальных групп пегматитов

Структурно-минеральный комплекс	Номер плагио-клаза и % K_2O	1-я фац. гр. (слодяные пегматиты)							2-я фац. гр. (слодяно-керамические пегматиты)							3-я фац. гр. (керамические пегматиты)				
		№ п/п	тип жил	колич. анализ	\bar{X}	S^2	$\frac{T_1}{\sigma_{T_1}}$	$\frac{T_2}{\sigma_{T_2}}$	№ п/п	тип жил	колич. анализ	\bar{X}	S^2	$\frac{T_1}{\sigma_{T_1}}$	$\frac{T_2}{\sigma_{T_2}}$	№ п/п	тип жил	колич. анализ	\bar{X}	S^2
Пегматит неяснографической структуры	Npl K_2O	1	I	31	29,0 0,92	6,11 0,07	1,98 0,51	2,53 0,51	8	I	5	31,0 0,51	0,75 0,01	—	—	13	I	5	31,0 0,82	15,00 0,01
Пегматит неяснографической структуры	Npl K_2O	2	II	47	26,0 0,96	8,62 0,07	0,66 1,87	0,14 1,08	—	—	—	—	—	—	—	14	II	12	31,5 0,44	4,63 0,03
Пегматит пегматоидной структуры	Npl K_2O	3		33	23,0 1,08	5,10 0,09	0,01 0,47	1,69 1,01	—	—	—	—	—	—	—	15		20	31,0 0,31	8,00 0,02
Пегматит неяснографической структуры	Npl K_2O	4	III	43	26,0 0,76	10,66 0,05	0,24 2,21	1,33 0,63	9	II	29	22,0 0,67	8,68 0,04	0,98 0,19	0,44 1,33	16	III	7	30,0 0,69	12,30
Пегматит пегматоидной структуры	Npl K_2O	5		33	20,0 0,82	10,90 0,03	0,89 2,47	0,09 0,74	10		58	15,0 0,57	12,80 0,02	0,72 1,35	1,33 0,45	17		6	22,0 1,32	9,40

Пегматит неяснографической структуры	Npl K_2O	6	IV	25	25,0 1,09	25,20 0,08	1,45 2,30	0,89 2,34	11	III	25	22,0 0,76	3,00 0,01	0,72 0,35	0,82 0,58	18	IV	9	22,0 0,45	2,50 0,08
Пегматит пегматоидной структуры	Npl K_2O	7		16	24,0 1,06	11,80 0,04	0,84 3,10	1,18 0,73	12		18	21,0 0,74	9,94 0,01	0,98 0,63	0,94 2,36	19		12	21,0 0,57	7,80 0,00

Значение критерия Стьюдента (t) при сравнении номеров плагиоклаза внутри одной фацальной группы

$t_{2-3}=5,27$,
 $t_{4-5}=7,74$,
 $t_{6-7}=0,76$,
 $t_{1-2}=4,87$,

$t_{2-4}=0,00$,
 $t_{4-6}=0,89$,
 $t_{3-5}=4,21$,
 $t_{5-7}=3,83$,

$t_{8-10}=9,87$,
 $t_{11-12}=0,76$,
 $t_{8-9}=11,46$,
 $t_{9-11}=0,00$,

$t_{10-12}=6,85$

$t_{14-15}=0,56$,
 $t_{16-17}=4,40$,
 $t_{18-19}=1,04$,
 $t_{13-14}=0,28$,

$t_{14-16}=1,08$,
 $t_{16-18}=5,60$,
 $t_{15-17}=6,43$,
 $t_{18-19}=0,67$,

Значение критерия Стьюдента (t) при сравнении номеров плагиоклаза между фацальными группами

$t_{1-8}=3,40$,
 $t_{4-9}=5,54$,
 $t_{5-10}=6,74$,
 $t_{6-11}=2,73$,

$t_{7-12}=2,65$,
 $t_{2-14}=9,66$,
 $t_{3-15}=10,75$,
 $t_{4-16}=2,92$,

$t_{5-17}=1,45$,
 $t_{6-18}=2,66$,
 $t_{7-19}=2,54$,
 $t_{8-13}=0,00$,

$t_{9-16}=5,60$,
 $t_{10-17}=5,23$,
 $t_{11-18}=0,00$,
 $t_{12-19}=0,00$,

Количество антипертитов (%) в плагиоклазах пегматитов различных типов (подсчет в шлифах)

Фаци. гр.	Тип жил	Месторождение, № жилы	Колич. шлифов	Структурно-минеральный комплекс а		Структурно-минеральный комплекс б	
				зальбандовая зона	боковая зона	промежуточная зона	центральная зона
1	I	Малиновая Варакка, 64	6	нет	ед. зерна	—	—
	II	То же, 152	14	нет	ед. зерна	ед. зерна	ед. зерна
	III	То же, 154	19	ед. зерна	ед. зерна	0,98	3,21
	IV	Пертиваракка, 9а		нет	1,82	2,87	6,00
		Малиновая Варакка, 11—39	12	ед. зерна	0,74	1,15	1,29
2	I	Хетоламбино, 30	4	ед. зерна	ед. зерна	—	—
	II	То же, 1	18	нет	ед. зерна	2,39	3,28
		Попов Наволок, 9		ед. зерна	нет	1,4	нет
	III	Хетоламбино, 142	12	нет	1,36	2,81	6,01
		Черная Салма, 3		нет	ед. зерна	3,23	3,64
3	I	Хетоламбино, 226 (с)	3	ед. зерна	ед. зерна	—	—
	II	Левин Бор, 17	7	4,61	нет	1,75	3,67
	III	Хетоламбино, 226 (ю)	15	нет	нет	2,04	1,65
	IV	Б. Будаиха, 1	12	нет	3,34	0,98	2,15

соответствующие различия типов жил по среднестатистическому, валовому N_{pl} для типа. Учет этого общего критерия, рассчитанного на основе многочисленных данных, представляется важным при сравнении химизма жил разных типов. Общий характер изменения среднего валового для типа N_{pl} в трех рассматриваемых рядах подобен: средний N_{pl} постепенно снижается от простых типов к зональным микроклин-плагиоклазовым жилам (III тип слюдяных и керамических, II — слюдяно-керамических пегматитов). Некоторые отклонения возникают при переходе от III к IV типу керамических жил. Однако это явление связано с тем, что для IV типа по плагиоклазам комплекса б, где значения заведомо ниже, в имеющейся выборке относительно мало данных, что приводит, возможно, к искусственному завышению средней для типа величины N_{pl} .

4. Типы пегматитов внутри каждой фациальной группы обнаруживают ясные различия в характере пространственного распределения плагиоклазов различного состава по мощности жил. Причем эти различия, повторяясь в главных чертах во всех фациальных группах, приобретают роль отчетливо выраженной закономерности (рис. 9, табл. 2, 2а, 2б, 3).

В каждой фациальной группе четкая горизонтальная зональность состава плагиоклазов проявляется лишь в одном типе — микроклин-плагиоклазовых зональных жилах (III тип в 1 и 3-й фациальной групп, II тип — во 2-й фациальной групп). Различия средних значений N_{pl} в типоморфных комплексах этих жил контрастны и отчетливо выражены во всех изученных жилах и во всех их сечениях, отвечающих пегматиту «высшего», типоморфного рода. Наибольшую контрастность обнаруживает зональность плагиоклазов в жилах соответствующих типов 2 и 3-й фациальной групп. (7—9 номе-

ров). Заметно проявлены различия и по абсолютным значениям Npl : основности плагиоклазов поступательно возрастает от III типа слюдяных ко II типу слюдяно-керамических и III типу керамических пегматитов.

В жилах I и IV (в слюдяно-керамических — III) типов различия состава плагиоклазов типоморфных комплексов, а следовательно и горизонтальная зональность плагиоклазов отсутствуют. Лишь в единичных сечениях жил IV типа намечается слабо выраженная тенденция к уменьшению Npl во внутренних зонах жил, сложенных пегматитом пегматоидной структуры.

По абсолютным значениям Npl в жилах I и IV типов полное тождество обнаруживают пегматиты 2 и 3-й фац. гр., тогда как слюдяные пегматиты (1-я фац. гр.) содержат плагиоклазы несколько иного состава: в жилах I типа — кислее, а в жилах IV типа — основнее, чем в типах-аналогах двух других фациальных групп.

Вследствие этого общая область составов плагиоклазов в слюдяных пегматитах уже, чем в слюдяно-керамических и керамических жилах (рис. 8а, б, в).

Своеобразное положение занимают жилы II типа из 1 и 3-й фац. гр. (аналогичный тип в слюдяно-керамических жилах 2-й группы отсутствует). В слюдяных жилах II типа уменьшение Npl от зальбанда к внутренним зонам носит характер неясно выраженной тенденции: явление фиксируется лишь в половине изученных сечений, а различия всегда неконтрастны. В керамических жилах II типа из 3-й фациальной группы тенденция к горизонтальной дифференциации плагиоклазов проявлена значительно слабее, в единичных сечениях, и в целом для типа статистически не подтверждается.

Таким образом, путем сопоставления типа распределения плагиоклазов различного состава с главными петрографическими признаками (набор типоморфных структурно-минеральных комплексов, их количественные и пространственные соотношения) устанавливается, что отчетливо выраженная горизонтальная зональность плагиоклазов по мощности жил проявляется лишь в тех типах, где присутствует микроклин как породообразующий минерал, где вследствие четко выраженной зональной текстуры микроклина занимает зональное положение во внутренних зонах жил, т. е. в непосредственной близости к области развития плагиоклазового пегматита пегматоидной структуры (типоморфный комплекс б) и на удалении от областей развития плагиоклазового пегматита неяснографической структуры (типоморфный комплекс а).

Результаты дискриминантного анализа

Помимо сопоставления состава плагиоклазов по основности с использованием одномерного критерия Стьюдента, по результатам имеющихся анализов представилась возможность оценить различия в составе изученных плагиоклазов по всем главным компонентам, применив дискриминантный анализ. Последний позволяет провести классификацию плагиоклазов по составу полнее и точнее, при этом в каждом случае можно показать, какие из рассмотренных компонентов играют ведущую роль в фиксируемых различиях.

Используемые в работе статистические величины: значения дискриминантной функции (Dx), пороговое значение функции (L), расстояние Махаланобиса (α), многомерный F-критерий, одномерный критерий (Δk), вероятность ошибки классификации (p) — рассчитаны на машине «Минск-22».

Опуская формулы, положенные в основу расчетов, ограничимся краткой характеристикой расчетных величин и их роли при интерпретации полученных данных (Андерсон, 1963).

Значения дискриминантной функции (D_x) характеризуют положение сравниваемых точек в n -мерном пространстве используемых признаков. Для каждой из двух сравниваемых групп, таким образом, вычисляется соответствующая область в n -мерном пространстве, а граница групп устанавливается пороговым значением дискриминантной функции (L). Степень различия между группами, следовательно, уже определяется количеством точек в каждой группе, располагающихся по другую сторону от порогового значения, чем центр группы.

Обобщенное расстояние между центрами обеих сравниваемых групп характеризуется величиной α (расстояние Махаланобиса).

Степень различия совокупностей показывает также F -критерий, являющийся многомерным аналогом критерия Стьюдента. Значимость F проверяется по таблицам (Большов, Смирнов, 1965) при числе степеней свободы ($V_1 = n$ и $V_2 = N_1 + N_2 - n - 1$, где n — число признаков, N_1 и N_2 — число наблюдений в сравниваемых выборках). Все эмпирические F , большие табличных, являются значимыми (для данного уровня значимости).

Вероятность ошибки классификации, произведенной с помощью дискриминантного анализа, рассчитывается по величине ρ (таблицы Большова, Смирнова, 1965): $\Theta = (1 - \rho_{\text{табл.}}) \cdot 100\%$. Чем больше рассчитанная вероятность ошибки, тем менее различаются сравниваемые группы.

Анализы были предварительно пересчитаны на теоретическую формулу: $(K, Na, Ca)_4(Al, Si)_{16}O_{32}$ с целью контроля качества их выполнения и чистоты взятых образцов. Для большинства анализов характерен незначительный дефицит SiO_2 , что уже отмечалось ранее (Emmons, 1953). Во многих анализах фиксируется также недостаток элементов группы X, порой довольно существенный — до 0,2—0,3 единицы. Это, по-видимому, объясняется тем, что при расчетах не учитывались содержания Mg , Fe^{+2} , Mn , Sr , Ba , изоморфно замещающих в плагиоклазах Ca . Сумма элементов группы Y во всех анализах близка к теоретической.

Если принять во внимание данные Р. Эммонса, согласно которым доля Og в чистом олигоклазе не должна превышать 2—3%, то количество калия в антипертитах изученных плагиоклазов в среднем составляет $1/3$ — $1/4$ часть от общего количества калия в анализе. Причем в плагиоклазах из пегматитов 2-й фациальной группы эта величина, как правило, больше средней, а в плагиоклазах из жил 1 и 3-й фациальных групп — меньше.

В настоящей работе с помощью дискриминантной функции изучен состав плагиоклазов по результатам 441 силикатного анализа. Использованы данные лишь по пяти окислам: SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O . Ограничение числа признаков произведено в связи с тем, что из-за малых содержаний в плагиоклазах других окислов (Fe_2O_3 , FeO , MgO , MnO , TiO_2), определяемых анализом, значительно возрастает относительная аналитическая ошибка их определения.

Изученные плагиоклазы представляют те же 19 групп, которые были рассмотрены выше, при сравнении по основности и отвечают всем плагиоклазосодержащим типоморфным структурно-минеральным комплексам в пегматитах всех выделенных типов и фациальных групп (разбивка анализов по группам показана в текстовом прил. 10).

Использованные статистические характеристики сведены в табл. 5, 5а, 5б.

Результаты исследования убедительно подтверждают два основных вывода, полученных на основе одномерного сравнения.

Таблица 5

Дискриминантная функция (плагиноклазы, 1-я фац. гр.)

Сравниваемые группы	\bar{X}_A	\bar{X}_B	α	T^2	P	F	Δ_K	L	N _A	N _B	Вероятность ошибки, %
1—2	61,88	62,48	2,77	+39,5	-0,83	7,45	0,62	167,9	28	29	20,2
	23,51	22,72					1,09				
	6,62	4,46					1,04				
	7,33	7,47					0,31				
	0,93	0,97					0,13				
2—4	62,48	62,34	0,74	+12,2	-0,43	2,66	0,12	65,1	29	38	34
	22,72	23,23					0,51				
	4,46	4,46					0,0004				
	7,47	7,53					0,11				
	0,97	0,83					0,50				
4—6	62,34	62,02	1,92	+27,6	-0,69	4,10	0,33	23,17	38	23	25
	23,23	23,02					0,26				
	4,46	4,50					0,06				
	7,63	7,87					0,77				
	0,83	1,02					0,92				
2—3	62,48	62,43	1,07	14,92	-0,52	2,66	0,05	16,89	29	27	31
	22,72	22,76					0,06				
	4,46	4,06					0,68				
	7,47	7,84					0,95				
	0,97	1,05					0,28				
4—5	62,34	63,30	2,81	50,5	-0,84	9,00	0,85	22,97	38	34	21
	22,23	22,36					0,92				
	4,46	5,53					1,45				
	7,53	8,18					1,34				
	0,83	0,82					0,04				
6—7	62,02	61,91	0,71	9,02	-0,42	1,84	0,11	2,86	23	28	34
	23,03	23,02					0,06				
	4,50	4,31					0,22				
	7,87	8,29					0,69				
	1,02	0,93					0,34				

Примечание. Величины F-критерия, значимые при 1%-ном уровне значимости, подчеркнуты.

Основное направление изменения состава плагиноклазов соответствует в каждой из фацальных групп рядом структурно-парагенетических типов пегматитов, от простых типов к сложным (снизу вверх на схемах). При этом во всех трех случаях устанавливается, что наиболее резкие изменения в химизме минералов отвечают границам I и II типов. II и III типы оказываются близкими по составу плагиноклазов (в ассоциации а).

Таблица 5а

Дискриминантная функция (плаггиоклазы, 2-я фац. гр.)

Сравниваемые группы	\bar{x}_A	\bar{x}_B	α	T^2	P	F	Δ_K	L	N_A	N_B	Вероятность ошибки, %
8—9	61,46	62,71	3,23	35,94	—0,90	8,67	1,27	103,4	18	29	18
	23,52	23,05					0,66				
	4,92	4,11					1,06				
	7,87	8,28					0,88				
	0,79	0,62					0,62				
9—11	62,72	62,39	0,91	11,92	—0,48	2,00	0,46	74,04	29	24	32
	23,05	23,16					0,24				
	4,11	4,12					0,31				
	8,28	8,32					0,14				
	0,61	0,76					0,82				
9—10	62,72	64,40	3,83	73,68	—0,98	21,05	1,25	51,4	29	57	16
	23,05	21,94					1,34				
	4,11	2,73					1,62				
	8,28	8,94					1,54				
	0,61	0,55					0,28				
11—12	62,39	62,67	0,80	8,28	—0,45	1,29	0,34	32,7	24	18	33
	23,16	22,89					0,66				
	4,12	3,99					0,28				
	8,32	8,54					0,72				
	0,76	0,75					0,14				

Переход к IV типу вновь сопровождается появлением значимых различий в содержании главных компонентов.

Плаггиоклазы двух изученных типоморфных комплексов обнаруживают различия в составе лишь в микроклин-плаггиоклазовых зональных пегматитах. Всем остальным жилам: зональным и незональным плаггиоклазовым, участково-зональным и незональным микроклиновым — дифференциация плаггиоклазов по составу в направлении мощности тел не свойственна.

При анализе явления горизонтальной зональности в составе плаггиоклазов метод дискриминантной функции, оперирующий значительно большей информацией, и более тонкий, чем одномерное сравнение по критерию Стьюдента, показал несколько иные результаты. Если при одномерном сравнении оставались сомнения относительно значимости различий в ассоциациях a_1 и b_1 во II типе жил 1-й фацальной группы (t_{2-3} был близок к табличному), то низкие значения F-критерия и величины α (группы 2—4) определенно указывают на незначимость различий этих групп.

Рассмотрение величин Δ_K для случаев значимых различий групп по F и α приводит к выводу о том, что по степени влияния на фиксируемые различия рассматриваемых групп главные компоненты плаггиоклаза могут быть расположены в следующий ряд (по убыванию): Na, Ca, Si, Al, K.

Дискриминантная функция (плагноклазы, 3-я фац. гр.)

Сравниваемые группы	\bar{X}_A	\bar{X}_B	α	T^2	P	F	Δ_K	L	N_A	N_B	Вероятность ошибки, %
13—14	60,64	60,46	4,39	16,18	-1,05	5,26	0,20	43,3	5	14	15
	24,66	24,42					0,36				
	5,78	5,83					0,49				
	7,00	7,61					0,96				
	0,82	0,49					1,09				
14—16	50,46	60,11	2,55	17,2	-0,80	2,77	0,59	129,6	14	13	21
	24,42	24,97					1,37				
	5,83	5,92					0,14				
	7,61	7,57					0,09				
	0,49	0,56					0,25				
16—18	60,11	62,07	19,8	123,8	-2,23	19,7	2,48	264,2	13	12	1
	24,97	29,59					2,05				
	5,92	4,49					2,31				
	7,57	8,46					3,16				
	0,56	0,46					0,40				
14—15	60,46	60,84	0,94	7,94	-0,49	2,77	0,50	63,4	14	21	31
	24,42	24,42					0,004				
	5,83	5,98					0,21				
	7,61	3,61					0,005				
	0,49	0,32					0,83				
16—17	60,11	60,57	5,64	77,15	-1,41	12,86	0,71	227,9	13	13	21
	24,97	24,79					0,43				
	5,92	5,01					1,82				
	7,57	6,64					1,14				
	0,66	0,87					0,67				
18—19	62,07	62,60	2,16	11,78	-0,73	1,71	0,62	92,3	12	10	23
	23,59	22,80					0,97				
	4,49	3,91					1,02				
	8,46	8,71					1,17				
	0,46	0,50					0,31				

Дискриминантный анализ, так же как сравнение средних значений по критерию Стьюдента, во всех случаях указывает на поступательное снижение основности плагноклазов в «сквозных» ассоциациях вдоль рядов типов пегматитов, от простых к сложным.

Эта закономерность, по-видимому, является отражением возрастания щелочности пегматитообразующих растворов в указанном направлении. Как будет показано ниже, этот вывод подтверждается также и данными изучения состава плагноклазов с применением линейного корреляционного анализа.

Результаты многомерной корреляции

В целях выявления характерных геохимических связей элементов минералов в наиболее многочисленных выборках использован линейный корреляционный анализ. Суть анализа заключается в изучении направлений, сил и форм связи элементов друг с другом. Обоснование и математический аппарат многомерной корреляции изложены в ряде руководств по математической статистике (Крамер, 1948; Андерсон, 1963 и др.). Основные направления использования корреляционного анализа при геологических исследованиях рассмотрены А. Б. Вистелиусом (1948, 1956, 1963).

С применением корреляционного анализа нами изучен состав плагиоклазов из пегматитов 1-й фациальной группы (207 анализов).

В работе использованы парные (r_{ij}), частные (r_{ci}) и множественные сводные (R_i) коэффициенты корреляции, определитель матрицы парной корреляции (D), корреляционные отношения (Θ) и уравнения множественной регрессии. Расчет всех величин, так же как и при дискриминантном анализе, произведен на машине «Минск-22».

Общий (парный) коэффициент корреляции (r_{ij}) является указателем направления и силы связи двух величин (в нашем случае — химических элементов) в данной системе (химической системе элементов в минерале). Величина парного коэффициента корреляции изменяется в пределах $-1 \leq r_{ij} \leq +1$. При $r_{ij} = \pm 1$ обе величины связаны функциональной зависимостью, при $r_{ij} = 0$ линейная связь отсутствует. Промежуточные значения свидетельствуют о наличии линейных связей более слабых, чем функциональные. Значимость эмпирического коэффициента корреляции определялась для 5%-ного уровня значимости при числе степеней свободы $\nu = N - 2$ (где N — число анализов в выборке) по таблицам (Большов, Смирнов, 1965). Если в составе минерала принимают участие n элементов (в нашем случае эта величина равна 5), то парный коэффициент корреляции фиксирует направление и силу связи между взятыми двумя элементами при наличии влияния остальных $n - 2$ элементов данной химической системы. Причем установленные таким образом связи имеют смысл лишь для этой последней.

Частный коэффициент корреляции (r_{ci}) рассматривается как характеристика связи между двумя элементами, так сказать, в чистом виде, при исключенном влиянии всех остальных элементов системы. Величина r_{ci} изменяется в тех же пределах, что и r_{ij} . Достоверность эмпирического частного коэффициента определяется аналогично тому, как это делается для общего коэффициента, по тем же таблицам при числе степеней свободы $\nu = N - 2 - k$, где k — число исключенных признаков.

Путем сравнения частных и общих коэффициентов корреляции представляется возможным выделить среди общего числа намечающихся связей устойчивые, т. е. те, что фиксируются обоими коэффициентами. Такие связи могут, видимо, рассматриваться как общие геохимические особенности данной системы (с данным числом признаков и наблюдений).

Характеристикой степени связи между всеми элементами системы в целом может служить определитель матрицы парной корреляции (D), изменяющийся в пределах от 0 до +1 (чем D ближе к единице, тем слабее связи и наоборот).

В качестве показателя силы связи какого-либо одного элемента со всеми остальными, составляющими данную систему, используется сводный (множественный) коэффициент корреляции (R_i), изменяющийся в тех же пределах, что и величина D . Чем ближе R_i к единице, тем теснее связи данного элемента с другими элементами системы.

Суждение о связях элементов между собой на основе рассмотренного выше коэффициента парной корреляции возможно лишь при условии линейности этих связей. В противном случае, т. е. при наличии нелинейных связей, используются корреляционные отношения (Θ), изменяющиеся в том же диапазоне значений, что и η . Значимость корреляционного отношения определяется по статистическим таблицам (Плохинский, 1961) при числе степеней свободы $\nu = N - 2$. В нашем случае значимыми принимаются все $\Theta \geq 3$. Проверка линейности рассматриваемой связи производится с помощью критерия криволinéйнности: если $t_k \geq 3$, то связь нельзя считать линейной. Забегая вперед, можно сказать, что в пределах наших выборок, судя по величине критерия криволinéйнности, все связи являются линейными, вследствие чего во всех случаях используются парные коэффициенты корреляции.

Эти коэффициенты, указывая направление и силу связи между элементами в изучаемых системах, однако, не несут в прямом виде информации относительно степени влияния на поведение какого-либо одного элемента со стороны каждого из остальных элементов, составляющих систему. Установление этих последних соотношений возможно путем расчета коэффициентов регрессии (β_i) и составления уравнений множественной регрессии. Коэффициенты регрессии показывают, насколько изменяется содержание элемента x в зависимости от содержаний любого другого элемента при постоянных содержаниях всех остальных элементов. В рассчитанных нами уравнениях коэффициенты регрессии даны в стандартизованном масштабе, т. е. выражены в долях дисперсии случайных величин, что позволяет оперировать сопоставимыми данными.

В основу линейного корреляционного анализа состава плагиоклазов положены результаты 207 силикатных анализов.

Имеющиеся данные распределяются между семью группами, отвечающими обем плагиоклазосодержащим типоморфным ассоциациям во всех четырех типах слюдяных пегматитов (разбивку по группам см. в прил. 10).

В табл. 6, где сведены все расчетные величины, определенно устанавливается ряд закономерностей их изменения вдоль строк и столбцов таблицы, т. е. в разных ассоциациях внутри каждого из типов и в одноименных ассоциациях между различными типами. Так, при переходе от комплекса a_1 к комплексу b_1 в каждом развитом типе (вдоль строк таблицы) можно отметить следующее:

а) величина определителей матрицы парной корреляции (D) снижается;

б) значения сводных коэффициентов корреляции (R_i), напротив, отчетливо возрастают;

в) резко растет количество связей элементов внутри системы: по общим связям — от 4—5 в комплексе a_1 до 9—10 в комплексе b_1 , по устойчивым связям — от 2 до 8;

г) весьма характерно, что увеличение числа связей происходит главным образом за счет роста связей элементов со щелочами: число этих связей возрастает от 1 — в комплексе a_1 до 6 — в комплексе b_1 ;

д) связь таких элементов, как Si, Al, Ca между собой ослабляется, тогда как возрастает зависимость их от Na и K (возрастание величин коэффициентов при щелочах в уравнениях множественной регрессии для Si, Al, Ca);

е) если Na в плагиоклазе комплекса a_1 обнаруживает лишь слабую зависимость от K, а связи с другими элементами незначимы (см. уравнение регрессии для Na), то в комплексе b_1 зависимость Na от K отчетливо возрастает (рост коэффициентов при K в уравнениях для Na) и появляется, помимо этого, зависимость от Ca;

Результаты множественной корреляции состава плагиоклазов из слюдяных пегматитов

Тип пегматитов	Название комплекса, № гр. и число наблюдений	Определит. матрицы парной коррел.	Сводный коэф. коррел.	Дисперсия	Общее число значимых связей	Число устойчивых связей	Уравнение множественной регрессии
IV	$b_1(7)$ $n=28$	$D=0,061$	Si=0,88 Al=0,81 Ca=0,82 Na=0,85 K=0,82	Si=0,843 Al=0,515 Ca=0,644 Na=0,555 K=0,241	Si—Al=—0,678 Si—Ca=—0,561 Si—Na=+0,486 Si—K=—0,516 Al—Ca=+0,447 Al—Na=—0,452 Al—K=—0,978 Ca—Na=—0,688 Ca—K=—0,534 Na—K=—0,524	Si—Al Si—Ca Si—Na Si—K Al—Ca Al—Na Al—K Ca—Na	Si=—0,6Al—0,46Ca—0,41Na—0,58K Al=—0,54Na—0,59K Ca=—0,66Si—0,3Al—0,78Na—0,53K Na=—0,43Al—0,65Ca—0,61K K — связь незначима
	$b_1(5)$ $n=34$	$D=0,056$	Si=0,88 Al=0,89 Ca=0,81 Na=0,83 K=0,58	Si=1,199 Al=0,979 Ca=0,631 Na=0,573 K=0,174	Si—Al=—0,739 Si—Ca=—0,621 Si—Na=+0,484 Al—Ca=+0,607 Al—Na=—0,665 Al—K=—0,838 Ca—Na=—0,580 Ca—K=—0,509 Na—K=—0,574	Na—K Si—Al Si—Ca Si—Na Al—Na Al—K Ca—Na	Si=—0,76Al—0,5Ca—0,41Na—0,2K Al=—0,72Si—0,23Ca—0,55Na—0,35 Ca=—0,57Na—0,25K Na=—0,52Ca—0,39K K — связь незначима
III	$b_1(3)$ $n=27$	$D=0,108$	Si=0,82 Al=0,76	Si=1,240 Al=0,646	Si—Al=—0,755 Si—Ca=—0,447	Si—Al Si—Ca	Si=—0,57Al—0,38Ca—0,4Na—0,36K Al — связь незначима

II	—	—	Ca=0,72 Na=0,76 K=0,79	Ca=0,532 Na=0,325 K=0,305	Si—Na=—0,462 Al—Ca=+0,436 Al—Na=—0,770 Al—K=—0,724 Ca—Na=—0,772 Ca—K=—0,482 *Na—K=—0,712	Al—Ca Ca—Na Ca—K Na—K —	Ca=—0,56Na—0,71K Na=—0,76K K=—0,66Na
			—	—	—	—	—
IV	$a_1(6)$ $n=33$	$D=0,222$	Si=0,68 Al=0,69 Ca=0,73 Na=0,68 K=0,51	Si=0,939 Al=0,691 Ca=0,888 Na=0,593 K=0,221	Si—Ca=—0,548 Si—K=+0,945 Al—Na=—0,547 Al—K=—0,652 Ca—K=—0,454	Si—Ca Al—Na Si—Al	Si=—0,41Al—0,58Ca—0,4Na—0,08K Al=—0,4Si+0,006Ca—0,57Na+0,13K Ca=—0,28Na—0,33K Na=+0,12K K — связь незначима
	$a_1(4)$ $n=38$	$D=0,266$	Si=0,80 Al=0,79 Ca=0,55 Na=0,36 K=0,41	Si=1,102 Al=0,961 Ca=0,671 Na=0,237 K=0,421	Si—Al=—0,772 Si—K=—0,375 Si—Ca=—0,344 Ca—K=—0,407	Ca—K	Si=—0,75Al—0,25Ca—0,11K Al=—0,80Si—0,13Na—0,07K Ca=—0,27Na—0,37K Na=—0,13K K — связь незначима
II	$a_1(2)$ $n=29$	$D=0,071$	Si=0,88 Al=0,87 Ca=0,76 Na=0,75 K=0,59	Si=1,047 Al=0,853 Ca=0,613 Na=0,437 K=0,280	Si—Al=—0,855 Si—Ca=—0,403 Ca—Na=—0,548 Ca—K=—0,522 Na—K=+0,382	Si—Al Ca—Na	Si=—0,77Al—0,29Ca—0,16Na—0,12K Al=—0,82Si—0,18K Ca=—0,57Na—0,28K K — связь незначима Na — связь незначима
	$a_1(1)$ $n=28$	$D=0,233$	Si=0,78 Al=0,73 Ca=0,66 Na=0,38 K=0,60	Si=0,836 Al=0,560 Ca=0,425 Na=0,438 K=0,264	Si—Al=—0,728 Si—Ca=—0,425 Ca—K=—0,460 Al—Ca=+0,739	Si—Al Ca—K	Si=0,61Al—0,32Ca—0,20Na Al — связь незначима Ca=0,50 Na=0,41 K — связь незначима

Примечание. Подчеркнуты незначимые при данных условиях величины.

ж) наиболее прочные связи, фиксируемые в большинстве групп, обнаруживают следующие элементы:

Si—Al — отрицательная,

Si—Ca — отрицательная,

Al—Ca — положительная,

Ca—Na — отрицательная.

Все эти связи несомненно являются отражением изоморфизма: $\text{Si}^{+4}\text{Na}^{+1} \rightarrow \text{Al}^{+3}\text{Ca}^{+2}$;

з) по силе связи в системе элементы могут быть расположены в ряд (по убыванию сил связи) = Si—Al—Ca—Na—K на основании сравнения величин R_i и по уравнениям множественной регрессии.

Характер связей элементов при движении вдоль столбцов таблицы снизу вверх меняется менее резко, особенно это касается плагиоклазов комплекса a_1 . На это прежде всего указывает относительное постоянство значений D и R_i в правом столбце (исключение составляют плагиоклазы комплекса a_1 во II типе, где значения D и R_i трудно объяснимы на фоне остального полученного материала).

Однако и в этом направлении при переходе в одноименных ассоциациях от простых типов жил к более сложным, более развитым, отчетливо фиксируется ряд различий:

а) в обеих ассоциациях увеличивается зависимость Si, Al, Ca от щелочей;

б) в комплексе b_1 снижается величина D и растут значения R_i ;

в) в комплексе b_1 возрастает число связей между элементами: по общим связям — до максимально возможного (10), по устойчивым — от 6 до 8.

Все полученные статистические данные согласуются между собой в общей, как представляется, единой картине.

Первый вывод, важный с классификационной точки зрения, заключается в том, что статистика отчетливо подтверждает классификационные границы, проведенные по петрографическим данным. Действительно, ясно выражены как различия двух выделенных ассоциаций в каждом типе, так и различия одноименных ассоциаций (особенно, что и следовало ожидать, — в ассоциации b_1) в разных типах пегматитов.

Выдержанная направленность и общность в изменении значений рассмотренных статистических характеристик в горизонтальных и вертикальных рядах классификационной таблицы могут рассматриваться как дополнительные аргументы объективности основных классификационных принципов.

Статистически фиксируемые закономерности изменения характера связей элементов в плагиоклазах дают определенные сведения о некоторых общих чертах геохимической системы, в которой возникли эти минералы. Так, увеличение многообразия и силы связей главных элементов в плагиоклазе пегматита пегматоидной структуры свидетельствует о том, что минералы этой ассоциации образовались в условиях значительно более равновесной физико-химической системы, чем плагиоклазы пегматита неяснографической структуры. Причем из рассмотренных данных также следует, что равновесие системы достигало наивысшей степени в наиболее развитых и сложных пегматитах IV типа. Очевидно, что статистические данные в этом случае не могут дать ответа на вопрос, возникли ли плагиоклазы пегматоидного пегматита вследствие кристаллизации из расплава, кристаллизации из раствора или путем полной перекристаллизации первичного материала в равновесных условиях. Тем не менее, из полученных данных следует, что система, в которой произошло образование плагиоклазов комплекса b_1 , была, по-видимому, закрытой относительно всех рассмотренных элементов, кроме щелочей, и, особенно, ка-

лия. Все приведенные в табл. 6 результаты указывают на то, что ряд подвижности изученных элементов при образовании плагиоклазов двух рассмотренных ассоциаций может быть выписан в следующем виде: $K-Na-Ca-Al$ (Si — избыточный).

Направленное увеличение числа связей элементов со щелочами и усиление зависимости их от щелочей при переходе от комплекса a_1 к комплексу b_1 в каждом «развитом» типе, а также в одноименных ассоциациях при переходе от жил простых типов к сложным, может быть истолковано как свидетельство значительного возрастания потенциала щелочей в двух указанных направлениях. Таким образом, плагиоклазы блокового пегматита в каждом из типов жил возникали в стадию повышающейся щелочности. Последняя достигала максимума (на этой стадии) в пегматитах IV типа.

МИКРОКЛИНЫ

Данные по характеристике пространственного положения, разнообразия, состава, кристалломорфологических и некоторых оптических свойств микроклина в пегматитах, связанных с древними метаморфическими комплексами, содержатся в работах Л. Л. Солодовниковой (1935), Г. Н. Бунтина (1937), А. Н. Лабунцова (1939), С. А. Руденко (1952, 1954), В. А. Дворкина-Самарского (1961), К. А. Шуркина с сотрудниками (1962), Б. Е. Карского (1965). Ранние работы носят чаще всего общий характер, опубликованные в последние годы содержат более детальный материал с привязкой данных к некоторым (правда, немногим из развитых) структурно-парагенетическим типам пегматитов.

Так, в работе коллектива авторов ИГГД АН СССР (Шуркин и др., 1962) проведена оценка изменения состава микроклина в двух типах жил, выделенных авторами: мусковито-микроклино-плагиоклазовых жилах, залегающих в глиноземистых плагиогнейсах, и плагиомикроклиновых жилах, залегающих в микроклин-плагиоклазовых биотитовых гнейсах. В каждом из этих типов авторы рассматривают изменение состава микроклина трех разновидностей, располагающихся в различных зонах жил по их мощности.

В качестве общей для всех жил закономерности устанавливается изменение состава микроклина от зальбандов к внутренним зонам: уменьшение количества пертитовых вростков и, одновременно, снижение основности плагиоклаза в пертитах. Помимо этого, приведенные в работе обобщенные аналитические данные показывают, что для микроклинов слюдяных жил характерно более широкое поле составов, чем для микроклинов «керамических и комплексных жил».

Фактический материал, положенный в основу излагаемых в настоящем разделе наблюдений и выводов, позволяет охарактеризовать состав, пространственные и структурные соотношения микроклина с другими минералами во всех известных ассоциациях этого минерала для микроклинсодержащих жил всех типов в пределах трех фациальных групп.

Ассоциации

Из одиннадцати типов, выделенных в регионе, микроклин присутствует в семи (жила I и II типов из 1-й и 3-й фац. гр. микроклина не содержат).

В жилах 1 и 3-й фациальных групп микроклинсодержащими являются два из четырех типоморфных структурно-минеральных комплекса: комплексы β_1 и β_3 — микроклиновый крупнозернистый пегматит пегматитной и блоковой структур, комплексы γ_1 и γ_3 — микроклиновый круп-

нозернистый пегматит блоково-грубографической структуры (см. гл. II). Во 2-й фациальной группе микроклин всегда присутствует в жилах всех известных типов и входит в состав всех типоморфных структурно-минеральных комплексов: комплекс a_2 — микроклин-плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры, комплекс b_2 — микроклин-плагиоклазовый крупнозернистый пегматит пегматоидной (и блоковой) структуры, комплекс θ_2 — микроклиновый крупнозернистый пегматит блоково-грубографической структуры.

Помимо типоморфных, можно выделить еще две структурно-минеральные ассоциации с участием микроклина. Одна из них, микроклиновый пегматит апографической и петельчатой структур, иногда весьма широко развита в жилах высших типов всех фациальных групп (особенно в IV типе 3-й фац. гр.).

Другая ассоциация — микроклин-плагиоклазовый мелкозернистый пегматит порфиробластической структуры — распространена обычно в ограниченных количествах в некоторых жилах (IV тип 1-й фац. гр., все типы 2-й фац. гр.), главным образом, на контактах с лейкократовыми разностями вмещающих пород.

Пространственные и структурные соотношения микроклина с плагиоклазами

В шлифах вдоль границ микроклина и плагиоклаза в жилах разных типов и фациальных групп (шлифы 712а, 712б, 1081, 1120, 1158 — см. рис. 10) постоянно наблюдается ряд признаков, характеризующих пространственные и возрастные взаимоотношения двух полевых шпатов:

а) при малом количестве микроклина в породе мелкие неправильной, лапчатой и ветвистой формы зерна микроклина пространственно приурочены к границам более крупных зерен плагиоклаза, не заходя в пределы последних;

б) границы двух полевых шпатов чаще всего прихотливо извилистые, «заливчатые»;

в) в зернах плагиоклаза близ их границ с микроклином часто можно наблюдать тонкую кайму альбитизации, конформную границе зерен;

г) внутри альбитовой каймы в плагиоклазе развиваются мирмециты, не выходящие за пределы зерна плагиоклаза;

д) в свою очередь, зерна микроклина близ границы с плагиоклазом резко обогащаются крупными пертитовыми вросками жилообразной, ветвистой и неправильной формы, не обнаруживающими единой пространственной ориентировки, в то же время оптическая ориентировка плагиоклаза в таких пертитах, как правило, одинакова;

е) при широком развитии микроклина и укрупнении его зерен внутри последних, близ границ с крупными зернами плагиоклаза, очень часто располагаются неправильной формы зерна плагиоклаза, одинаково сдвойникованные, одинаково оптически ориентированные и имеющие одинаковый состав как между собой, так и с крупным зерном плагиоклаза;

ж) зерна плагиоклаза чаще всего интенсивно серицитизированы, зерна микроклина чисты.

Эти факты не являются редкостью и многие были описаны для пегматитов района еще Г. Н. Бунтиным (1937). Некоторые из перечисленных признаков можно отчетливо наблюдать также и макроскопически, при детальной документации пегматитов в горных выработках.

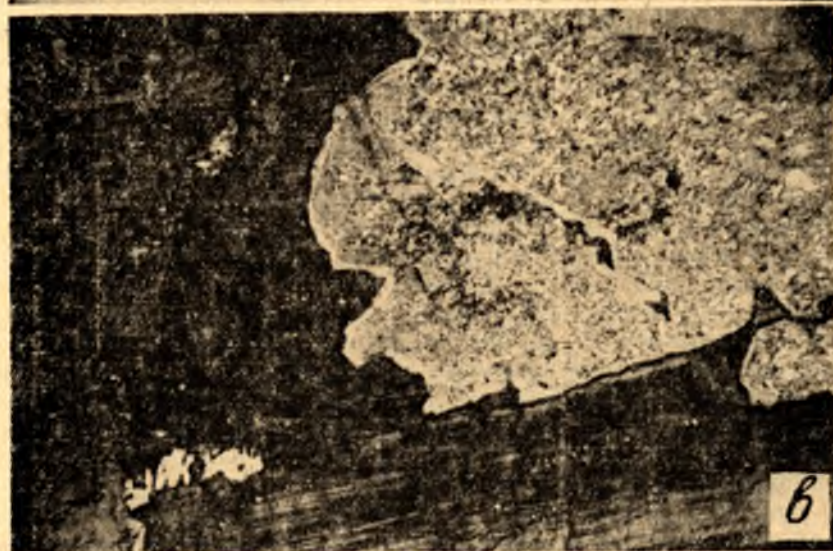
На рис. 12, изображающем фрагмент северного забоя карьера по жиле 4 Левин Бора, хорошо видна пространственная связь мелких идиоморфных зерен микроклина с границами крупных кристаллов плагиоклаза: из 38 зерен микроклина лишь три расположены внутри, а не вдоль

границ соседних кристаллов плагиоклаза. Шлифы, взятые с контактов зерен микроклина с плагиоклазом, показывают характерные взаимоотношения двух полевых шпатов, описанные выше (рис. 10 в, г). Рисунок 11 иллюстрирует соотношения микроклина, плагиоклаза и кварца в боковой зоне плагиоклазового пегматита неяснографической структуры близ восточного контакта жилы 5 Попова Наволока (забой карьера): кварц-микроклиновый мелкозернистый агрегат развивается вдоль границ крупных кристаллов и вдоль спайности (001) плагиоклаза. Третий характерный случай развития микроклина в плагиоклазовом пегматите документирован и описан нами по наблюдениям в жиле 164 Тэдино.

На рис. 13 отчетливо видно, как небольшие блочки микроклина тесно пространственно локализованы вдоль двух внутрирудных трещин в пегматите. Чаще всего такие трещины, выходя под очень острым углом из гнейсов, пересекают зоны неяснографического и пегматоидного пегматита и теряются в кварце, либо являются четко выраженными тектоническими границами зоны блокового плагиоклаза и кварцевого «ядра». Исключение составляет отрезок трещины, залегающий целиком в блоковом кварце и маркируемый тонкой полоской микроклина на фоне кварца (рис. 13). При беглом взгляде на зарисовку создается впечатление, будто по трещине, секущей блоковый кварц, развивается микроклин. Зарисовка детали в более крупном масштабе позволяет видеть, что соотношения здесь сложнее, и микроклин образовался раньше блокового кварца, так как границы микроклина и кварца извилистые, а по микроклину вдоль его границы с кварцем развивается кварц-мусковитовый комплекс, связанный постепенным переходом с блоковым кварцем; никаких следов трещин на границе микроклина и кварца не устанавливается. Что же касается второй трещины, а также отрезка первой, залегающего по границе блокового плагиоклаза и блокового кварца, то очертания блочков микроклина, локализованных здесь, идиоморфны по отношению к плагиоклазу. Трещина отчетливо сечет зону блокового плагиоклаза и на отрезке, где она целиком заключена в зоне блокового плагиоклаза, между плоскостями трещины хорошо видны слои глинистого перетертого мусковита. На тех участках, где трещина выходит на контакт с зоной блокового кварца и следует вдоль границы двух зон, никаких следов дробления не видно, хотя граница двух зон имеет прямолинейный тектонический характер.

Блочки микроклина повсюду располагаются либо в непосредственной близости от трещины, либо как бы «нанизаны» на плоскость трещины. Микроклин свеж и лишен каких бы то ни было следов механических деформаций. Вдоль плоскостей трещин, помимо микроклина, в обилии развивается мусковит и крупные кристаллы граната. Пачки мусковита также велики, но, как видно из зарисовки, резко уступают по размерам огромным кристаллам мусковита, связанным с блоковой зоной плагиоклазового пегматита.

Описанный факт относится к числу редких наблюдений. Это, по-видимому, объясняется тем, что связь размещения микроклина в жиле с трещинами лучше всего проявляет себя, когда микроклин образуется в небольшом количестве. Когда же возникают целые агрегаты многочисленных крупных микроклиновых блоков, разрастающихся в мощную зону, то сама трещина, принесшая раствор, маскируется, залечивается новыми минеральными комплексами, развивающимися далее уже за счет стенок трещины, уничтожая таким образом самую трещину. Горизонты жил, где микроклин содержится в небольшом количестве, отвечают границе 2 и 3-го родов пегматита, обычно не протяженны по высоте, и для того, чтобы наблюдать описанное явление в других жилах, необходима непрерывная детальная документация кровли очистных выработок в те-



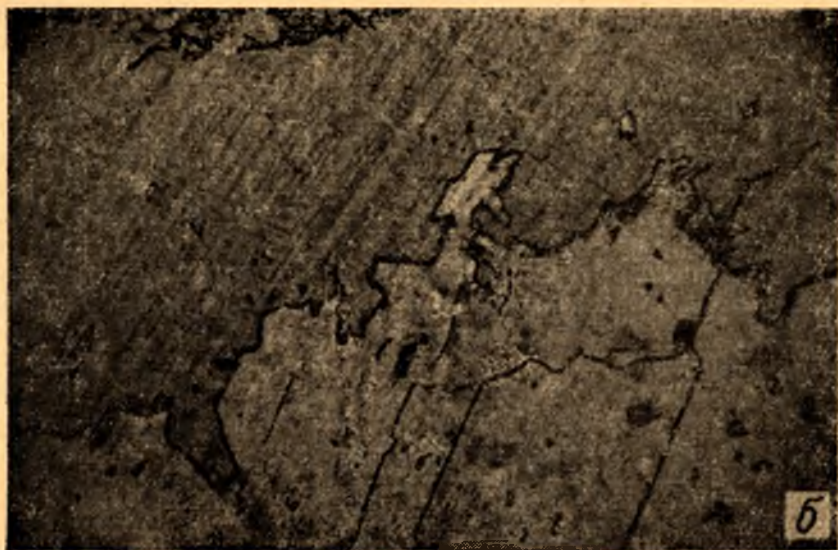


Рис. 10. Характер взаимоотношения микроклина и плагиоклаза в пегматите:

а — развитие мелких «лапчатых» зерен микроклина вдоль границ зерен плагиоклаза и кварца; *б* — характер границ зерен плагиоклаза и микроклина; *в* — кайма альбитизации плагиоклаза вдоль границы с микроклином; *г* — развитие мirmekитов в плагиоклазе вдоль границы с микроклином; *д* — серицитизированные неправильной формы одинаково оптически ориентированные реликтовые зерна плагиоклаза внутри зерна микроклина.

чение эксплуатации объекта, что в настоящее время не выполняется. Еще один характерный случай расщепления плагиоклазового пегматита жилой микроклинового отмечен в большом штufe из жилы 3 Котозеро (образец В. В. Гордиенко).

Все описанные наблюдения касаются тех жил или тех их участков, где микроклин развит в резко подчиненном плагиоклазу количестве. Именно поэтому критерий пространственного распределения в данном случае весьма эффективен. Наблюдение значительно осложняется в тех жилах (или частях жил), где микроклин присутствует в количествах,

приблизительно равных или больших, чем плагиоклаз. Пространственные соотношения двух минералов и участков развития слагаемого ими пегматита выглядят в таких случаях иначе.

По имеющимся данным можно составить хорошо документированный ряд жил. (сечений), в котором отчетливо прослеживается изменение характера пространственных взаимоотношений плагиоклазового и микроклинового пегматита в связи с изменением относительного количества последнего от мелких зерен микроклина, приуроченных к границам кристаллов и плоскостям спайности плагиоклаза (рис. 12), до крупных столбчатых кристаллов или «струйчатых» агрегатов, поперечных контактам жилы, «сливающихся» во внутренних областях в единую продольную

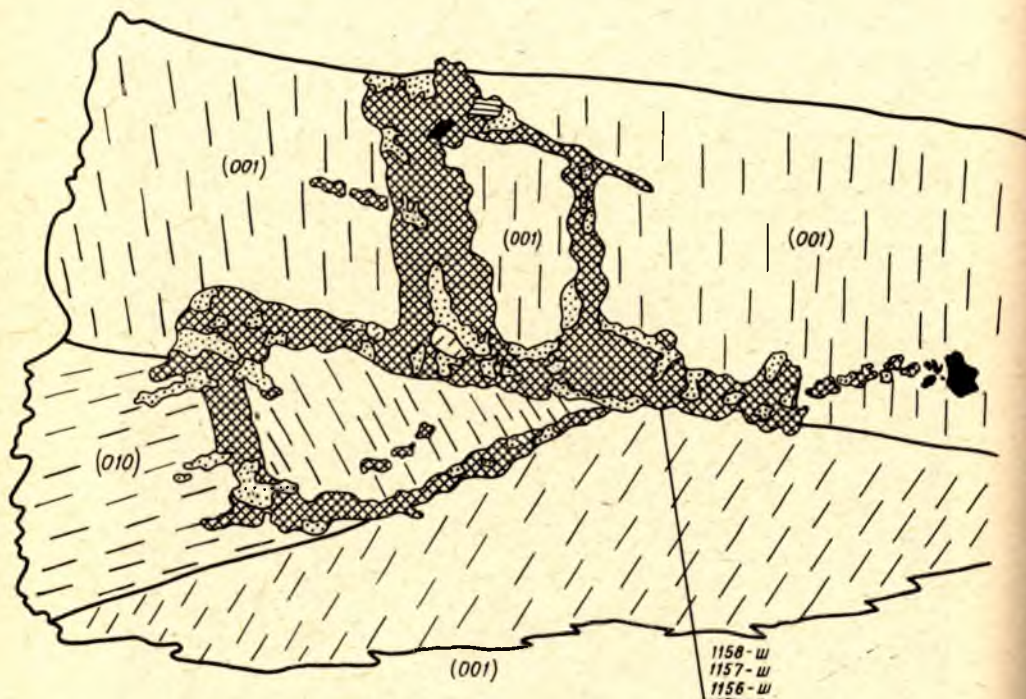


Рис. 11. Развитие микроклина по спайности и вдоль границ блоков плагиоклаза. Жила 5, Попов Наволок. М. 1 : 4.

центральную зону (жила 9а Хетоламбино) и затем до сечений, где плагиоклазовый пегматит сохраняется лишь в виде маломощных боковых зон и отдельных участков в центре жил (граф. прил. 10), а в предельном случае образует лишь невыдержанные приальбандовые оторочки (жила 108 Коросовского Бора).

При рассмотрении вопроса о времени появления и природе микроклина в пегматитах региона важное значение имеет также наблюдаемая на многих месторождениях (см. гл. VI) закономерность избирательной приуроченности микроклина к наиболее крупным, морфологически наиболее сложным жильным телам, расположенным обычно в центральных областях (зонах) пегматитоносных кустов и полос.

Заканчивая рассмотрение материала, касающегося пространственного размещения микроклина как внутри жильных тел, так и между различными типами жил, следует подчеркнуть еще одну устанавливаемую закономерность, вытекающую в общем уже из изложенного в главе II.

В двух рядах типов, отвечающих 1 и 3-й фаціальным группам, т. е. как раз тем пегматитам, вмещающие породы которых не содержат микроклина или содержат его в ничтожных количествах, микроклин в жилах появляется не с самого начала процесса, а лишь на поздних его стадиях, а именно в III и IV типах. В то же время плагиоклаз является сквозным минералом, широко развитым во всех типах и во всех звеньях генетических рядов. Таким образом, микроклин в пределах последних проявляется более локально лишь в их верхней половине.

Химизм

Фактический материал по этому разделу представляют результаты 180 силикатных анализов, данные подсчета количества пертитовых вростков в 38 шлифах и 22 замера Npl пертитов Федоровским методом. Эти материалы характеризуют состав микроклинов из 19 жил различных типов и фаціальных групп. Анализированные образцы отвечают трем структурно-минеральным комплексам: микроклин - плагиоклазовому мелкозернистому пегматиту порфиробластиче с кой структуры, микроклин - плагиоклазовому среднезернистому пегматиту неяснографической структуры и микроклиновому крупнозернистому пегматиту пегматоидной структуры.

Результаты пересчета данных анализов на минералы Ab, An, Or и Npl пертитов сгруппированы в соответствии с классификационными границами в несколько совокупностей (табл. 7а, б, в). Результаты подсчета количества пертитовых вростков в шлифах, а также данные замеров Npl пертитов показаны в текстовом прил. 6. Данные об изменении триклинности и упорядоченности микроклинов в рядах ассоциаций и типов пегматитов помещены в табл. 8 и текстовом прил. 7. Сравнение расчетных

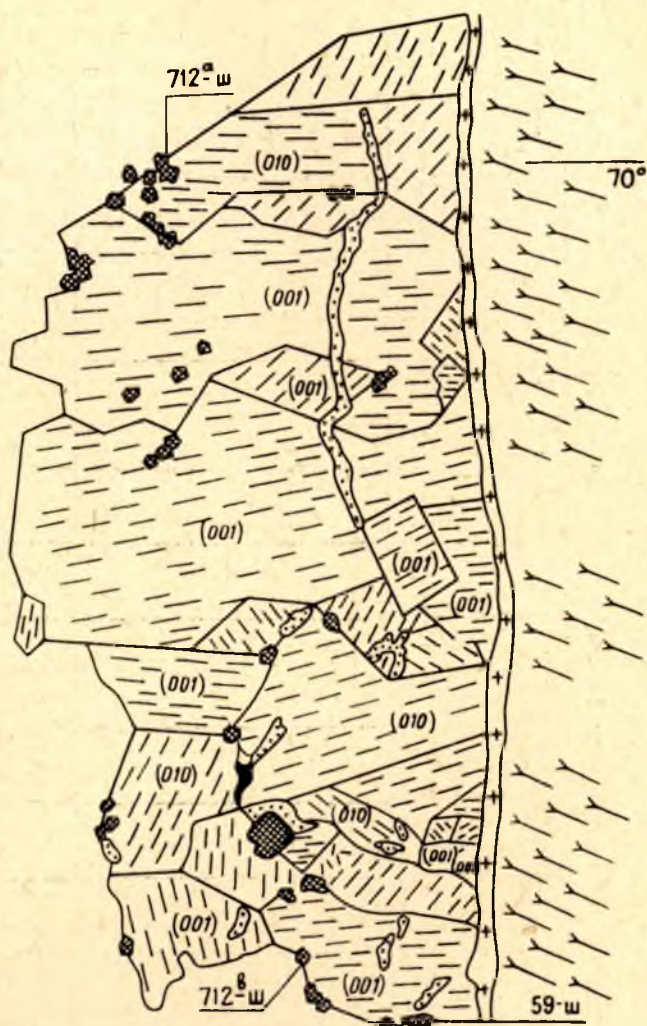


Рис. 12. Развитие мелкозернистого микроклина вдоль границ блоков плагиоклаза. Жила 4, Левин Бор.
М. 1 : 10.

Состав микроклина из пегматитов 1-й фац. гр. (слюдяные пегматиты)

Тип жил	Месторождение, № жилы	№ линий отбора	№ проб	Микроклин из пегматита порфиробластической структуры				Микроклин из пегматита неяснографической структуры				Микроклин из пегматита пегматоидной структуры			
				An	Ab	Ort	Npl негр.	An	Ab	Ort	Npl негр.	An	Ab	Ort	Npl негр.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
III	Малиновая Варакка, 154 Карельский, 9а 66	2	M-58	—	—	—	—	—	—	—	—	0,9	24,4	74,7	4
			M-60	—	—	—	—	—	—	—	—	0,9	26,2	73,9	4
		8	M-830	1,1	23,6	75,3	4	—	—	—	—	—	—	—	—
		2	K-132	—	—	—	—	—	—	—	—	1,2	20,4	78,4	5
		3	K-136	—	—	—	—	—	—	—	—	0,9	18,3	80,8	4
		7	K-175	—	—	—	—	—	—	—	—	1,2	20,1	78,7	6
			K-180	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	21,8	77,2	4
		Средние значения		—	—	1,1	23,6	75,3	4	—	—	1,0	21,7	77,3	4
IV	Малиновая Варакка, 11—39	1	M-243	—	—	—	—	1,81	25,3	72,9	7	—	—	—	—
			M-244	—	—	—	—	—	—	—	—	1,4	23,4	75,2	6
		2	M-253	—	—	—	—	1,2	21,2	77,6	5	—	—	—	—
		3	M-254	—	—	—	—	1,7	22,6	75,7	7	—	—	—	—
			M-256	—	—	—	—	—	—	—	—	1,6	22,9	75,5	6
			M-258	—	—	—	—	1,6	20,7	77,7	7	—	—	—	—
			M-260	—	—	—	—	1,7	22,7	73,6	7	—	—	—	—
		Средние значения		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

IV	Малиновая Варакка, 11—39	4	M-264	—	—	—	—	—	—	—	1,6	22,8	75,6	7	
		4	M-265	—	—	—	—	1,5	24,5	74,0	6	—	—	—	—
		5	M-279	—	—	—	—	—	—	—	—	1,3	19,6	79,1	6
			M-280	—	—	—	—	—	—	—	—	1,3	18,9	79,8	6
			M-283	—	—	—	—	—	—	—	—	1,3	17,8	80,9	7
		M-284	—	—	—	—	1,6	18,7	79,7	8	—	—	—	—	
			7	M-290	—	—	—	—	—	—	—	1,5	17,5	81,0	8
		8	M-358	—	—	—	—	—	—	—	1,4	21,0	77,6	6	
		9	M-363	—	—	—	—	1,5	24,0	74,5	6,0	—	—	—	—
		10	M-364	1,2	24,2	74,6	4	—	—	—	—	—	—	—	—
			M-368	1,6	28,2	70,2	5	—	—	—	—	—	—	—	—
		M-371	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,5	26,9	71,6	5
			M-372	—	—	—	—	—	—	—	—	1,5	22,8	75,7	6
		M-376	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,2	19,4	79,4	6
			104	—	—	—	—	—	—	—	—	1,6	24,7	73,7	6
		107	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,2	20,3	78,5	6
		110	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,3	23,1	75,6	5
		111	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,3	22,1	76,6	6
		113	—	—	—	—	—	1,8	23,0	75,2	8	—	—	—	—
		Средние значения				1,4	26,2	72,4	5	1,6	22,5	75,9	7	1,4	21,5

Состав микроклина из пегматитов 2-й фаз. гр. (слюдяно-керамические пегматиты)

I	Хетоламино, 30	1	1050	1,0	23,1	75,3	4	—	—	—	—	—	—	—	—
			1051	1,0	22,6	76,4	4	—	—	—	—	—	—	—	
			1052	1,0	21,4	77,6	4	—	—	—	—	—	—	—	
			1053	0,9	22,8	76,3	4	—	—	—	—	—	—	—	
			1054	1,0	20,0	79,0	4	—	—	—	—	—	—	—	
	Средние значения		—	1,0	22,0	77,0	4	—	—	—	—	—	—	—	—
II	Хетоламино, 1	1	83	—	—	—	—	—	—	—	—	1,8	23,6	74,6	7
			83	—	—	—	—	—	—	—	—	1,7	22,2	76,1	7
	" 4	4	182	—	—	—	—	—	—	—	1,7	27,5	70,8	6	
			183	—	—	—	—	—	—	—	1,4	27,6	71,0	5	
	Хетоламино, 1	2	186	—	—	—	—	—	—	—	1,7	22,8	75,6	7	
			48	—	—	—	—	—	—	—	1,4	18,1	79,5	7	
	" 10	2	49	—	—	—	—	—	—	—	1,6	19,5	78,9	8	
			59	—	—	—	—	—	—	—	1,4	19,7	78,9	7	
			60	—	—	—	—	—	—	—	1,4	25,1	73,5	5	
			61	—	—	—	—	—	—	—	1,6	22,8	76,6	5	
			63	—	—	—	—	—	—	—	1,7	23,0	75,3	7	
			457	0,9	24,6	74,5	4	—	—	—	—	—	—	—	
	Попов Наволок, 9	1	462	1,1	17,6	81,4	6	—	—	—	—	—	—	—	—
			472	—	—	—	—	—	—	—	1,0	19,7	79,3	5	
		2	476	—	—	—	—	—	—	—	0,9	20,8	78,3	4	
			499	1,4	23,1	76,5	6	—	—	—	—	—	—	—	—
		Средние значения			1,1	21,8	77,5	5	—	—	—	—	1,5	22,6	76,0

III	Хетолабино, 99	1	425	—	—	—	—	1,7	21,9	76,4	7	—	—	—	—
			430	—	—	—	—	1,3	18,0	80,7	7	—	—	—	—
			439	—	—	—	—	1,2	20,7	78,1	6	—	—	—	—
			440	—	—	—	—	—	—	—	—	1,2	19,5	79,3	6
			446	—	—	—	—	—	—	—	—	1,3	22,8	75,9	5
			448	—	—	—	—	—	—	—	—	1,5	18,1	81,4	8
			450	—	—	—	—	—	—	—	—	1,2	17,7	81,1	6
	" 142	1	235	—	—	—	—	1,4	19,8	78,8	6	—	—	—	—
			238	—	—	—	—	1,4	22,9	75,7	6	—	—	—	—
			239	—	—	—	—	1,7	21,3	77,6	7	—	—	—	—
			243	—	—	—	—	—	—	—	—	1,4	22,7	75,8	6
			244	—	—	—	—	—	—	—	—	1,4	22,2	76,4	6
			245	—	—	—	—	—	—	—	—	1,4	27,0	71,4	5
			249	—	—	—	—	—	—	—	—	1,7	21,6	76,7	8
			251	—	—	—	—	—	—	—	—	1,1	22,1	76,8	5
			252	—	—	—	—	—	—	—	—	1,4	21,6	77,0	6
			258	—	—	—	—	1,1	23,9	75,0	4	—	—	—	—
	Черная Салма, 3	1	582	—	—	—	—	1,4	20,7	77,9	6	—	—	—	—
			585	—	—	—	—	—	—	—	—	1,4	21,1	77,5	6
			588	—	—	—	—	—	—	—	—	1,3	21,3	77,4	6
			591	—	—	—	—	—	—	—	—	1,4	20,7	77,9	6
			592	—	—	—	—	—	—	—	—	1,2	16,5	82,2	7
			607	—	—	—	—	—	—	—	—	1,2	20,8	78,0	6
	Коросовский участок, 113	2	842	—	—	—	—	1,6	21,6	76,4	7	—	—	—	—
			843	—	—	—	—	1,6	22,0	76,4	7	—	—	—	—
			844	—	—	—	—	—	—	—	—	1,6	22,5	75,9	6
			845	—	—	—	—	—	—	—	—	1,6	22,4	76,0	6
			846	—	—	—	—	—	—	—	—	1,6	22,1	76,5	7
			849	—	—	—	—	—	—	—	—	1,3	21,2	77,5	6
			850	—	—	—	—	—	—	—	—	1,3	21,5	77,2	6
			852	—	—	—	—	—	—	—	—	1,6	22,4	76,0	6
			853	—	—	—	—	1,5	22,9	75,6	6	—	—	—	—
			854	—	—	—	—	1,6	21,1	77,3	7	—	—	—	—
	Средние значения				—	—	—	—	1,5	21,4	77,2	6	1,4	21,3	77,3

Состав микроклина из пегматитов 3-й фаз. гр. (керамические пегматиты)

III	Хетолабино, 195	1	1070	0,9	15,0	84,1	6	—	—	—	—	—	—	—	—
			1071	—	—	—	—	—	—	—	—	0,6	18,7	80,7	3
			1072	—	—	—	—	—	—	—	—	0,6	17,6	81,8	3
			1073	—	—	—	—	—	—	—	—	0,06	20,6	78,8	3
	" 226	1	1030	—	—	—	—	—	—	—	—	0,8	19,4	79,8	4
			1034	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	17,2	81,8	6
			1035	—	—	—	—	—	—	—	—	0,8	21,2	78,0	4
			1036	—	—	—	—	—	—	—	—	0,9	20,9	78,2	4
IV	Средние значения			0,9	15,0	84,1	6	—	—	—	—	0,8	19,4	79,9	4
	Б. Будаиха, 1а	1	620	—	—	—	—	—	—	—	—	1,1	18,6	80,3	6
			623	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	16,9	82,4	6
		4	624	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	16,6	82,4	6
			672	—	—	—	—	—	—	—	—	1,4	21,0	77,6	6
	" 1г		679	—	—	—	—	—	—	—	—	0,7	18,7	80,6	6
			681	—	—	—	—	0,8	18,6	80,6	4	0,9	21,6	77,5	4
			684	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
			676	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	16,0	83,0	6
	" 1	5	692	—	—	—	—	—	—	—	—	0,8	17,3	81,9	5
			693	—	—	—	—	—	—	—	—	0,9	19,5	79,6	4
	Средние значения			—	—	—	—	0,8	18,6	80,6	4	1,0	18,5	80,6	5

Таблица 8

Степень триклинности ($\Delta\rho$) и упорядоченности ($S\%$)
микроклинов из пегматитов 2-й фац. гр.

Тип жил	Месторождение и № жилы	Кол-во замеров	$\Delta\rho$	$S\%$
I	Хетоламино, 30	8	0,79—0,91	72—82
II	Попов Наволок, 9 Хетоламино, 10	12	0,88—0,95	75—84
III	Хетоламино, 99 Черная Салма, 3 Коросовский Бор, 113	21	0,88—0,99	81—86

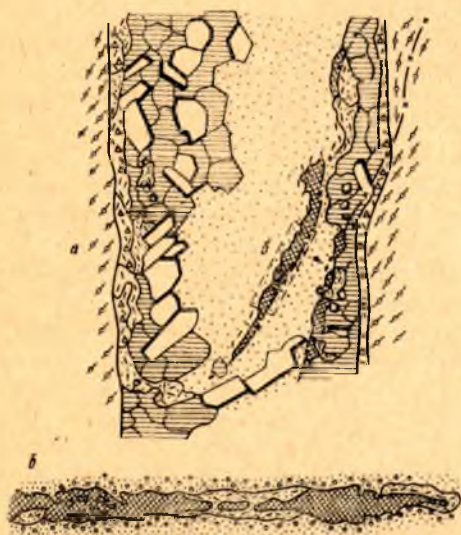


Рис. 13. Развитие микроклина вдоль трещин в блоковом плагиоклазовом пегматите. Жила 164, Тэдино, блок 10.
М. 1:100 (а), 1:55 (б).

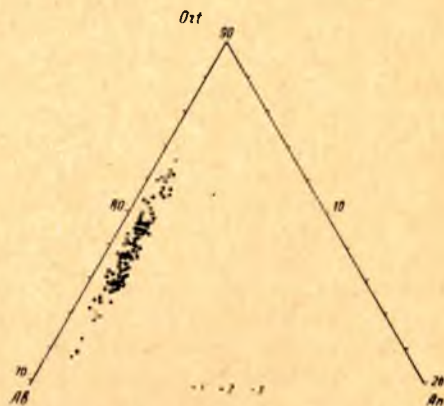


Рис. 14. Состав микроклинов из пегматитов 1-й (1), 2-й (2) и 3-й (3) фац. гр.

показателей табл. 7, 7а, 7б показывает, что микроклины из различных структурно-минеральных комплексов и жил различных типов внутри каждой из фациальных групп обнаруживают устойчивое постоянство состава. Максимальный интервал колебания $\% \text{Ogt}$ не превышает 5, $\% \text{Al}$ колеблется в пределах ± 2 . Для характеристики распределения микроклина разного состава по мощности жил изучено пять сечений в жилах 5ю, 142 Хетоламино, 3 Черной Салмы и 113 Коросовского участка (текстовое прил. 6). Во всех случаях значения $\% \text{Ogt}$ и количество пертитов испытывают незначительные по величине и незакономерные колебания.

Некоторые различия в составе микроклинов обнаруживаются лишь при сопоставлении данных по пегматитам различных фациальных групп.

% Ог в микроклине увеличивается в среднем от 70—82 в слюдяных и в слюдяно-керамических до 77—84 — в керамических пегматитах (рис. 14). Состав пертитовых вростков в этом направлении существенных изменений не испытывает.

Таким образом, главная особенность поведения петрогенных элементов микроклинов в изученных пегматитах заключается в выдержанном однообразии их состава в различных структурно-минеральных комплексах, типах и фациальных группах пегматитов. С этой точки зрения микроклины резко отличаются от плагиоклазов, для которых, как было показано выше, характерны широкие и многообразные изменения химического состава, носящие закономерный эволюционный характер.

Результаты дискриминантного анализа

Метод дискриминантной функции использован для сравнения химических особенностей микроклина из типоморфных структурно-минеральных комплексов пегматитов различных типов, составляющих 2-ю фациальную группу.

180 химических анализов представляют 5 выборок (групп): группа 24 — пегматит неяснографической структуры в жилах I типа, группа 23 — та же ассоциация в жилах II типа, группа 25 — пегматит пегматоидной структуры в жилах II типа, группа 26 — пегматит неяснографической структуры в жилах III типа, группа 27 — пегматит пегматоидной структуры в жилах III типа, группа 28 — пегматит блоково-грубографической структуры в жилах III типа.

Так же, как в случае с плагиоклазами, использованы данные лишь по пяти главным окислам: SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O . Предварительно анализы пересчитывались на теоретическую формулу $(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca})_4(\text{Al}, \text{Si})_{16}\text{O}_{32}$. Лишь в единичных анализах (562 и 564) $\Sigma x < 3,8$. Σy отличается от 16 во всех случаях весьма незначительно — до $\pm 0,2$, однако постоянен небольшой дефицит SiO_2 , что по свидетельству У. Дира (Дир, Хауи, Зусман, 1966) для пегматитов является обычным. % Ап в изученных микроклинах всегда меньше 3, что также может свидетельствовать о достаточной чистоте образцов и хорошем качестве анализов. Большая часть Na_2O связана с пертитами, а не с замещением калия, поскольку, как установлено (Дир, Зусман, Хауи, 1966), чистый микроклин содержит около 5% Аб, тогда как в изученных нами микроклинах эта величина всегда превышает 15%. Полученные значения статистических характеристик сведены в табл. 9 (разбивку анализов по группам — см. текстовое прил. 11).

Основной вывод, вытекающий из расчетных данных, заключается в том, что в составе микроклинов всех изученных ассоциаций и типов пегматитов различий установить не удастся: все величины F-критерия, показанные в табл. 9, незначимы при 1 и 5%-ных уровнях значимости.

Таким образом, дискриминантный анализ полностью подтверждает сделанное выше заключение об однородности состава микроклинов, развитых в различных структурно-минеральных комплексах из пегматитов различных типов и фациальных групп.

Триклинность и упорядоченность микроклинов

Съемка проводилась на дифрактометре ДРОН-1 на медном излучении с никелевым фильтром (трубка БСВ-9, напряжение 96 кв, сила тока 20 ма).

Степень триклинности калиевого полевого шпата ($\Delta\rho$) определялась по формуле, предложенной Ю. Р. Гольдсмитом и Ф. Лавесом (1956):

Таблица 9

Результаты дискриминантного анализа (микроклины, 2-я фац. гр.)

Сравниваемые группы	X		α	T^2	P	F	Δ_K	L	N_A	N_B	Вероятность ошибки, %
	A	B									
23—24	64,39	64,10	1,31	17,69	-0,57	2,89	0,77	58,46	31	24	29
	19,12	19,28					0,49				
	0,70	0,78					0,42				
	2,35	2,29					0,19				
	12,62	12,80					0,30				
24—26	64,10	64,34	1,11	13,35	-0,53	2,44	0,59	20,66	24	24	30
	19,28	19,24					0,14				
	0,78	0,66					0,72				
	2,29	2,18					0,34				
	12,80	12,76					0,09				
23—25	64,39	64,58	0,76	13,47	-0,43	3,01	0,61	164,1	31	42	27
	19,12	19,03					0,26				
	0,70	0,72					0,08				
	2,35	2,46					0,33				
	12,62	12,54					0,11				
26—27	64,34	64,61	0,79	10,55	-0,44	2,20	0,74	109,1	24	30	33
	19,24	19,13					0,36				
	0,66	0,57					0,65				
	2,18	2,35					0,48				
	12,76	12,67					0,18				
27—28	64,61	64,34	0,84	12,42	-0,46	2,27	0,80	131,2	30	29	33
	19,13	19,19					0,20				
	0,57	0,65					0,65				
	2,35	2,27					0,24				
	12,67	12,71					0,08				

$$\Delta\rho = 12,5(d_{131} - d_{\bar{1}\bar{3}\bar{1}}),$$

где d_{131} и $d_{\bar{1}\bar{3}\bar{1}}$ — межплоскостные расстояния дифракционных максимумов 131 и $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$.

В качестве внешнего стандарта использован кварц.

Точность определения степени триклинности ($\Delta\rho$) составляет $\pm 0,02$.

Для определения степени упорядоченности (S) калиевого полевого шпата по методике, предложенной И. Е. Каменцевым (1968), использована монокристаллическая съемка спайной выколки полевого шпата по (001).

Точность определения параметра $\frac{1}{C}$ составляет $\pm 0,001 \text{ \AA}$.

Данные табл. 8 и рис. 15 показывают, что в пегматитах 2-й фациальной группы, где микроклин является проходящим минералом, присутствуя во всех типах и типоморфных комплексах, фиксируется направленное возрастание S% и $\Delta\rho$ вдоль ряда типов «снизу вверх» и от ранних ассоциаций к поздним. Учитывая устанавливаемое в указанных направ-

лениях по изменению состава плагиоклазов, биотитов и гранатов (см. ниже) снижение температуры растворов, а также увеличение размеров минеральных индивидов и возрастание роли гидроксилсодержащих минералов можно предполагать, что показанная закономерность является следствием снижения температуры (Лавес, 1952; Марфунин, 1962), скорости охлаждения и кристаллизации (Гольдсмит, Лавес, 1956; Марфунин, 1962), возрастания роли воды.

Описанное в работах В. В. Гордиенко и И. Е. Каменцева (Гордиенко, Каменцев, 1967а, б; Гордиенко, 1970) по сподуменовым пегматитам

тормозящее влияние на упорядоченность микроклина со стороны структурных примесей (в частности, Rb и Cs) в нашем случае либо не имеет места, либо проявляется в незначительной мере. Это, видимо, связано с тем, что микроклины слюдяных и керамических пегматитов в среднем на порядок беднее указанными элементами (Сафронова, 1966а).

БИОТИТЫ

В литературе по пегматитам древних ультраметаморфических комплексов содержатся сведения о кристаллографических, оптических и других физических свойствах биотита, разновидностях и генерациях этого минерала, пространственном его размещении внутри пегматитовых жил, возрастных соотношениях с мусковитом (Лабунцов, 1939; Григорьев Д. П., 1939; Никитин, 1950, 1952б; Никаноров, 1959а; Шуркин и др., 1962). Детальные данные по

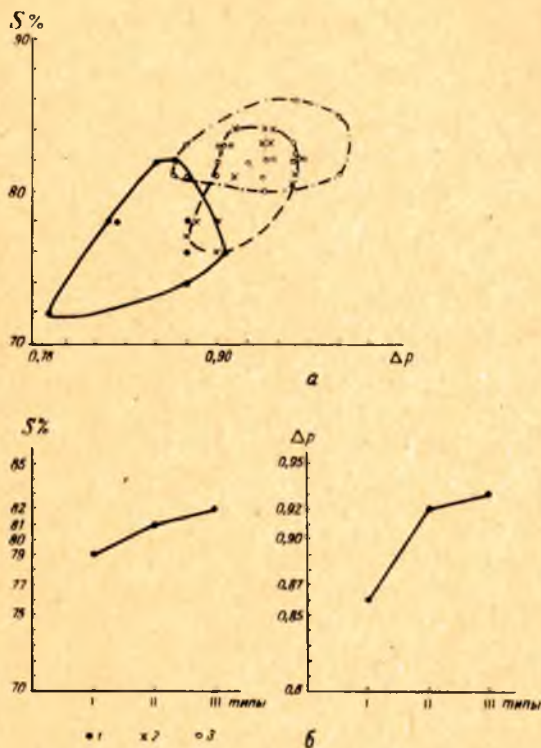


Рис. 15. Степень триклинности и упорядоченности микроклинов из пегматитов 2-й фац. гр.:

а — по частным значениям (1 — микроклины из пегматитов I типа, 2 — II типа, 3 — III типа), б — по средним для типов значениям.

химическому составу биотитов довольно ограничены и опубликованы лишь в самые последние годы (Макагон, Шмакин, 1964; Сафронова, 1969). В этих работах главное внимание уделяется характеристике редких и рассеянных элементов, а также сравниваются биотиты из различных зон жильных тел и из пегматитов разных месторождений по железистости и глиноземистости. Так, Г. П. Сафронова (1969) установила закономерное увеличение железистости биотитов от призальбандовых зон к центральным, отмечена также относительно высокая глиноземистость биотитов из слюдяных пегматитов. В настоящем разделе приводятся новые данные по распространенности, ассоциациям, пространственному размещению и химическому составу биотита в пегматитах различных типов и фациальных групп.

Разновидности, ассоциации

Биотит в разном количестве присутствует в пегматитах всех одиннадцати выделенных типов во всех фациальных группах. В большинстве типов биотит является пороодообразующим минералом, однако в некоторых (II и III типы 1-й фациальной группы) количество его весьма ограничено и он известен лишь в областях выклинивания и апофизах. Помимо чешуйчатого биотита, связанного с зальбандами жил и границами ксенолитов, в пегматитах района выделяются две морфологические разновидности этого минерала: таблитчатый и листоватый, лейстовый (Лабунцов, 1939; Шуркин и др., 1962). На основании имеющихся наблюдений представляется возможность установить принадлежность этих двух главных разновидностей биотита к определенным типоморфным структурно-минеральным комплексам пегматитов.

В слюдяных пегматитах (1-я фац. гр.) биотит входит в состав двух типоморфных комплексов: таблитчатый биотит связан с плагиоклазовым среднезернистым пегматитом неяснографической структуры, представленным в каждом из четырех типов жил; листоватый и лейстовый биотит развивается в составе пегматита блоково-грубографической и пегматоидной структур лишь в жилах IV типа, тогда как в других типах за чрезвычайно редкими исключениями (жила 141 и единичные кристаллы в жиле 154 Малиновой Вараки) отсутствует.

Слюдяно-керамические пегматиты (2-я фац. гр.) содержат биотит тех же двух разновидностей: таблитчатый биотит локализован в среднезернистом микроклин-плагиоклазовом пегматите неяснографической структуры в жилах всех трех типов; листоватый и лейстовый биотит приурочены к микроклин-плагиоклазовому пегматиту пегматоидной структуры в жилах II и III типов.

Биотит керамических пегматитов (3-я фац. гр.) также представлен двумя аналогичными разновидностями, распределяющимися между различными структурно-минеральными комплексами: таблитчатый биотит связан с плагиоклазовым среднезернистым пегматитом и известен во всех четырех типах этой фациальной группы, тогда как листоватому и лейстовому биотиту свойственна ассоциация с плагиоклазом и кварцем в плагиоклазовом пегматите пегматоидной и блоковой структур в жилах II, III и IV типов.

Общие черты пространственного размещения типоморфных структурно-минеральных комплексов в жилах различных типов описаны в табл. 1а, б, в. Все сказанное касается и соответствующих разновидностей биотита. Наряду с последними в некоторых жилах иногда присутствует крупнокристаллический биотит, связанный всегда с областями развития блокового плагиоклаза и границами блоков и зон светло-серого кварца. Эта морфологическая разновидность довольно редка и чаще всего наблюдается в зональных слюдяно-керамических жилах (II и III типы — жилы 10, 16 Хетоламбино, 17 Левина Бора и др.).

Для понимания генетических взаимоотношений биотита с другими пороодообразующими минералами немаловажное значение имеет учет их пространственных и структурных соотношений между собой внутри структурно-минеральных комплексов. Одна из характерных закономерностей заключается в тесной пространственной связи биотита с участками развития пегматита плагиоклазового состава. Это касается не только таблитчатого, но также листоватого и лейстового биотита. Последний, развиваясь в целом в пределах областей пегматита микроклин-плагиоклазового состава, внутри этих областей всегда избирательно приурочен к участкам, которые сложены плагиоклазовым пегматитом пегматоидной (блоковой) и блоково-грубографической структур. Благодаря такой

избирательности в положении биотита, крупные блоки микроклина и их агрегаты, как правило, этого минерала лишены. Отмеченная закономерность отчетливо документируется в жилах изученных месторождений, причем, вне зависимости от типа жил и состава вмещающих пород (жи-

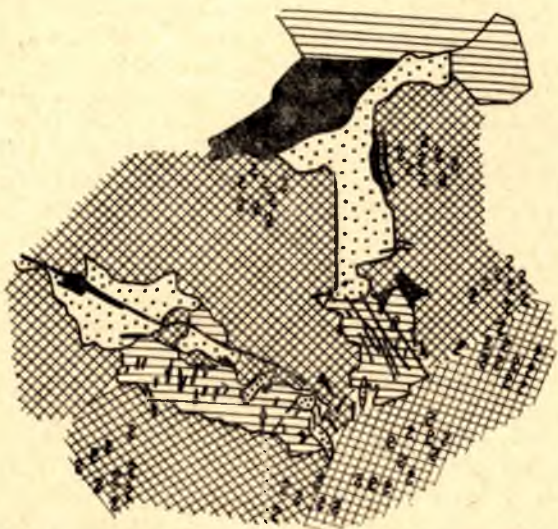


Рис. 16. Приуроченность биотита к плагиоклазовому пегматиту. Жила 23, Колыбаевский Бор. М. 1 : 20.

лы 5, 17, 142, 143, 195 Хетоламбино, жила 3 Черной Салмы — граф. прил. 10, 13). Аналогичные явления видны на зарисовках деталей внутреннего строения жил, выполненных в более крупном масштабе — рис. 16, 17. На этих же зарисовках хорошо фиксируется и другая характерная особенность: если внутренние части участков плагиоклазового пегматита содержат таблицы и пластины биотита, главным образом, небольших размеров, то индивиды биотита, располагающиеся близ границ плагиоклазовых участков с микрокли-

новыми, значительно крупнее. Иначе говоря, с приближением к микроклину биотит в плагиоклазовом пегматите имеет отчетливо выраженную тенденцию к укрупнению.

При рассмотрении вопроса об относительном времени появления биотита в жилах представляется полезным сравнить положение биотита,

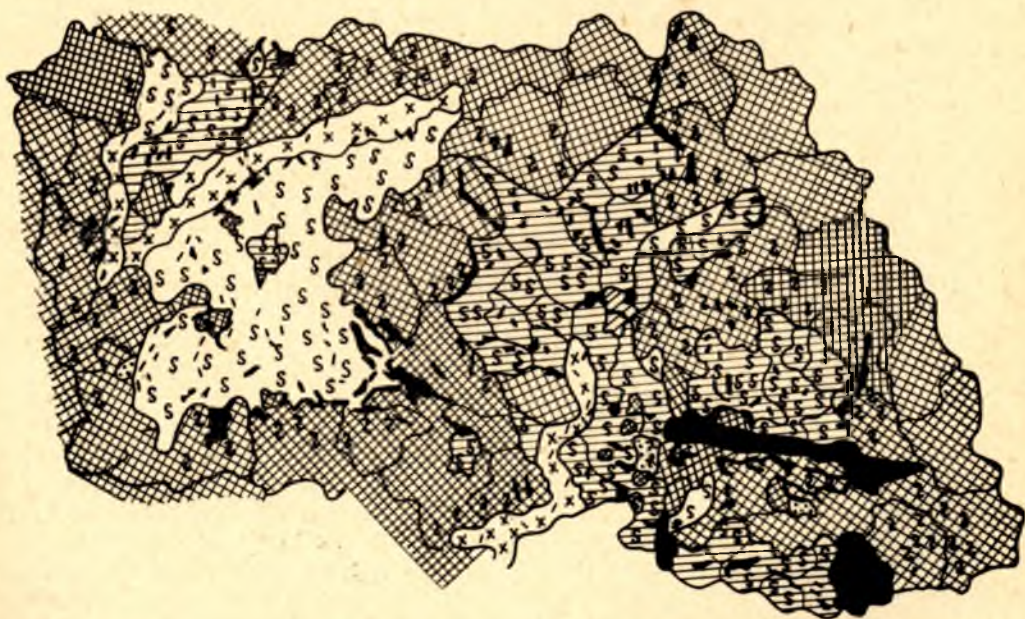


Рис. 17. Характер пространственного распределения биотита в микроклин-плагиоклазовом пегматите. Жила 2, Черная Салма. М. 1 : 20.

плаггиоклаза и микроклина в рядах структурно-парагенетических типов, соответствующих каждой из фациальных групп. Так, в слюдяных пегматитах, не содержащих микроклина (I и II типы), таблитчатый биотит широко распространен в пределах типоморфного комплекса a_1 (см. табл. на рис. 3). Появление в жилах III типа типоморфного комплекса a_1 микроклинового пегматита пегматоидной структуры, относительно количество которого невелико, а область развития локальна и всегда удалена от боковых, фланговых и апикальных областей, где развивается биотит, не оказывает заметного влияния на процесс развития биотита. Однако в жилах IV типа, где количество микроклина резко возрастает и участки его развития приходят в непосредственное соприкосновение с областями развития таблитчатого биотита, появляется листоватый и лейстовый биотит в типичной для него ассоциации с характерными пространственными соотношениями с микроклином и плаггиоклазом. Слюдяно-керамические пегматиты уже с I типа содержат и микроклин и биотит (таблитчатый), тем не менее, появление листоватого и лейстового биотита, как и в слюдяных жилах, связано с типом, где благодаря резкому увеличению количества микроклина последний располагается не только во внутренних, но и в боковых зонах жил, т. е. в непосредственной пространственной близости от областей развития таблитчатого биотита (III тип). В жилах 3-й фациальной группы (керамические пегматиты) и таблитчатый и листоватый биотиты в ряду типов появляются раньше микроклина: пегматиты I и II типов содержат обе разновидности биотита, тогда как микроклин в них отсутствует.

Принимая во внимание сказанное, а также описанные выше закономерности пространственного размещения биотита, плаггиоклаза и микроклина, можно высказать несколько положений:

а) таблитчатый биотит в своей главной части появляется в пегматитах одновременно с плаггиоклазом и кварцем пегматита неяснографической структуры, до начала развития основной массы микроклина;

б) возникновение листоватого и лейстового биотита в слюдяных и слюдяно-керамических жилах отвечает по времени стадии наиболее интенсивного микроклинообразования, а в керамических жилах предшествует этой стадии, соответствуя стадии формирования плаггиоклаза и кварца в плаггиоклазовом пегматите пегматоидной структуры. Последняя особенность биотита в жилах 3-й фациальной группы связана, видимо, со значительно более основным составом пород, вмещающих эти пегматиты;

в) формирование листоватого и лейстового биотита можно представить как процесс дорастания таблитчатого биотита под действием тех же растворов, которые привели к метасоматическому замещению части плаггиоклаза микроклином. Таким образом, растворы стадии микроклинизации, по-видимому, стимулировали развитие биотита. Эти процессы, судя по составу возникающих на этой стадии минералов, развивались в условиях возрастания потенциала калия, т. е. носили относительно щелочной характер.

Химизм

Ниже на основе 64 новых и 15 заимствованных из литературы химических анализов дается сравнительная характеристика состава биотитов двух типоморфных структурно-минеральных комплексов из пегматитов одиннадцати типов, развитых в трех фациальных группах. Сбор фактического материала и определение направлений корреляции (выбор сравниваемых совокупностей) произведены на основе классификации, изложенной в главе II, так же, как и для плаггиоклазов. Пересчет хими-

ческих анализов на кристаллохимические формулы произведен катионным методом (Борнеман-Старынкевич, 1964), для тройной диаграммы — кислородным (Соболев, 1949).

Корреляция проведена в трех основных направлениях:

а) биотиты разных ассоциаций (или, в данном случае, одно и то же — разновидностей) в одной жиле или серии однотипных жил. Такое сравнение в исследовании различных свойств породообразующих минералов пегматитов применяется уже давно. Однако первые данные по составу биотитов появились лишь в последние годы (Макагон, Шмакин, 1964; Сафронова, 1969);

б) биотиты одноименных ассоциаций в пегматитах разных типов (внутри одной фациальной группы). Эта корреляция для северной Карелии проводится впервые. Для слюдяных пегматитов Мамского района

Химический состав биотитов

Тип жил	Месторождение, участок, № жилы	№ образца	Первая фациальная группа									
			Таблитчатый биотит из плагиоклазового пегматита неясно-графической структуры									
			F	f	f ₀	Al _{VI}	Al _{IV}	Si	Mg+Fe	Ti	Al	Fe
I	Малиновая Варакка, 64	1036—с	46,7	39,2	26,5	17,3	32,0	1,5	1,43	2,0	1,56	0,97
			46,6	39,0	26,4	16,0	32,2	1,53	1,25	5,3	1,40	0,87
			46,7	40,4	22,8	14,3	31,8	1,61	1,33	4,3	1,30	0,85
II	Малиновая Варакка, 152	2—с	54,0	49,9	14,9	18,6	31,7	1,49	1,17	3,7	1,71	1,18
		766—с	48,9	46,5	9,2	21,0	31,0	1,48	1,14	4,3	1,64	0,96
		97—17*	58,5	54,3	15,5	16,8	33,0	1,47	1,29	4,3	1,87	1,40
		191—4 *	52,8	48,9	14,4	17,3	32,5	1,48	1,30	3,3	1,62	1,12
	Мяндаволок, 2	119**	52,0	47,3	16,9	20,7	28,5	1,67	1,29	3,3	1,61	1,08
III	Малиновая Варакка, 154	1130—с	54,0	49,6	16,4	13,3	33,2	1,55	1,43	3,7	1,51	1,19
		1184—с	59,3	54,2	17,2	19,0	32,0	1,47	1,29	1,3	1,86	1,41
		120—12*	55,8	51,7	15,3	16,6	34,5	1,39	1,27	3,7	1,81	1,28
		218—19*	54,1	50,0	14,5	18,3	31,0	1,54	1,28	5,0	1,70	1,19
	Тэдино, 164	212—14*	52,4	48,4	14,9	18,3	30,5	1,56	1,30	4,0	1,62	1,11
IV	Малиновая Варакка, 11—39	903—с	59,5	53,6	21,3	16,4	31,5	1,54	1,35	3,7	1,84	1,48

$$F = \frac{Fe'' + Fe'''}{Fe'' + Fe''' + Mg} \cdot 100; \quad f = \frac{Fe''}{Fe'' + Mg} \cdot 100; \quad f_0 = \frac{Fe''}{Fe'' + Fe'''} \cdot 100$$

$$Al_{VI} = \frac{Al_{VI}}{\Sigma y} \cdot 100; \quad Al_{IV} = \frac{Al_{IV}}{\Sigma y} \cdot 100; \quad Ti = \frac{Ti}{\Sigma y} \cdot 100$$

проведено сравнение состава биотитов по железистости и содержанию редких щелочей в жилах двух типов, «ранних» и «поздних» (Макагон, Шмакин, 1964);

в) биотиты одноименных ассоциаций из одноименных типов в разных фациальных группах. Первые материалы по сравнению биотитов разных месторождений, залегающих во вмещающих породах разного состава, получены Г. П. Сафроновой (1969).

Результаты расчета всех коэффициентов, применяемых при интерпретации первичных данных, сведены в табл. 10, средние значения коэффициентов для различных ассоциаций (разновидностей биотита) в разных типах и фациальных группах пегматитов показаны в табл. 11. Наиболее общая особенность биотитов из гранитных пегматитов района показана на диаграмме составов: антит — сидерофиллит — флогопит —

в пегматитах различных типов и фациальных групп

Таблица 10

(слюдяные пегматиты)

Месторождение, участок, № жилы	№ образца	Лейстовый и листоватый биотит из участков и зон пегматоидной и блоковой структур									
		F	f	fo	Al ^{VI}	Al ^{IV}	$\frac{Si}{Al}$	$\frac{Mg+Fe}{Al}$	Tl	$\frac{Al}{Mg}$	$\frac{Fe}{Mg}$
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Малиновая Варакка, 154	M—855	56,8	52,9	14,4	17,0	31,5	1,52	1,39	4,0	1,68	1,32
Мяндаволок, 10	99	54,2	49,5	17,2	20,7	29,8	1,55	1,24	3,0	1,76	1,18
Малиновая Варакка, 11—39	645—с	58,0	51,4	23,0	15,0	30,9	1,63	1,42	4,7	1,69	1,40
	895—с	52,9	48,8	15,1	18,5	30,9	1,50	1,25	4,0	1,69	1,11
	1029—с	57,6	52,8	17,6	19,7	31,6	1,50	1,27	1,7	1,86	1,36
	87—13*	55,1	50,6	16,7	18,7	28,8	1,66	1,34	4,0	1,66	1,18
	89—7 *	53,9	49,9	14,8	18,1	33,0	1,44	1,24	3,7	1,75	1,17
	13—6 *	55,9	51,7	15,3	18,4	32,8	1,44	1,25	2,3	1,84	1,28
	13—10*	56,3	52,9	12,9	19,0	32,0	1,47	1,27	2,3	1,81	1,29

Примечание. * — анализы Г. П. Сафроновой (1965).

** — анализы Е. П. Чуйкиной и др. (1967).

Вторая фаціальная группа												
Тип жил	Месторождение, участок, № жилы	№ образца	таблитчатый биотит из микроклин-плагноклазового пегматита неяснографической структуры									
			F	f	fo	Al ^{VI}	Al ^{IV}	Si — Al	Mg+Fe — Al	Ti	Al — Mg	Fe — Mg
I	Хетоламбино, 30 р. Чкалова, 6 Скляра	х-1057	54,4	48,6	20,6	12,0	30,5	1,76	1,56	5,7	1,41	1,20
		ч-772	52,9	47,1	21,1	12,1	29,2	1,68	1,52	4,0	1,39	1,13
		ч-772a	52,8	47,3	19,7	12,9	31,2	1,70	1,54	4,3	1,37	1,12
		ч-730	53,0	46,9	20,4	10,4	31,0	1,78	1,63	4,3	1,30	1,35
II	Хетоламбино, 1ю	ч-97	55,6	49,5	21,5	17,3	28,2	1,74	1,43	4,3	1,58	1,25
		х-159	56,0	50,2	20,7	1,50	31,5	1,60	1,41	4,0	1,61	1,27
III	Черная Салма, 3 " " 9	ч-604a	57,3	49,8	26,3	14,7	29,8	1,78	1,49	4,0	1,57	1,35
		ч-604	57,2	49,8	25,7	10,3	33,0	1,64	1,55	5,0	1,51	1,33
		19-32+	53,5	48,7	17,5	14,6	31,3	1,63	1,43	4,0	1,51	1,17
		х-124a	54,9	47,8	25,0	15,3	30,5	1,65	1,44	3,7	1,53	1,21
		х-124	55,3	50,2	18,5	14,0	31,0	1,66	1,47	4,0	1,52	1,24
		х-127	53,2	45,4	26,8	8,0	36,7	1,48	1,53	4,3	1,40	1,14
		х-127a	54,8	47,6	25,0	5,3	40,8	1,32	1,51	3,7	1,47	1,21

истонит (рис. 18). Видно, что изученные биотиты в целом отвечают ряду аннит — сидерофиллит (сидерофиллита 49—60%) с содержанием флогопитовой составляющей, не превышающим 38—55%. Уже эта диаграмма показывает, что внутри общего контура составов биотита выделяются три поля, отвечающие составам биотитов из пегматитовых жил различных фациальных групп. Различие в положении полей на диаграмме определяется, главным образом, разной степенью замещения железа алюминием в октаэдрической позиции. Интервалы составов в ряду аннит-сидерофиллит (в процентах сидерофиллитового компонента) для биотитов из жил разных фациальных групп таковы: биотиты слюдяных пегматитов 56—60; биотиты слюдяно-керамических пегматитов 53—56, биотиты керамических пегматитов 49—53%.

На диаграмме Д. А. Великославинского (1965), построенной по данным анализов биотитов из метаморфических пород различных фаций регионального метаморфизма, изученные нами биотиты образуют локальное поле, отвечающее составам биотитов из метапелитов амфиболитовой (I тип), эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой (II, III и IV типы) фаций (рис. 19).

Ниже приводится более подробная сравнительная характеристика химизма биотитов.

(сланцево-керамические пегматиты)											
Месторождение, участок, № жили	№ образца	лейстовый и листоватый биотит из участков и зон пегматоидной и блоковой структур									
		F	f	fo	Al _{VI}	Al _{IV}	Si Al	Mg+Fe Al	Ti	Al Mg	Fe Mg
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Хетоламино, 4	х-149	58,3	54,7	13,5	15,0	30,7	1,65	1,44	4,0	1,66	1,40
" 9	119-17 ⁺	57,0	52,5	16,4	13,3	30,0	1,75	1,59	4,0	1,51	1,31
Попов Наволок,	ч-491	59,5	54,2	20,0	13,9	30,2	1,72	1,50	4,0	1,65	1,46
9	ч-491 ^a	58,2	54,7	13,4	14,7	30,8	1,61	1,45	4,0	1,65	1,40
Черная Салма, 3	ч-599	56,0	48,0	27,6	12,0	31,0	1,73	1,56	4,3	1,46	1,28
	ч-599 ^a	55,8	50,0	20,9	14,9	31,6	1,60	1,25	4,0	1,60	1,26
	19-38 ⁺	58,2	54,2	15,0	16,9	29,1	1,69	1,39	4,0	1,70	1,38
Хетоламино, 99	х-445	64,8	60,3	17,5	10,1	37,4	1,39	1,43	2,3	1,98	1,85
	х-445 ^a	69,4	63,8	22,4	12,0	36,8	1,38	1,41	1,7	2,32	2,27

Биотиты из различных
структурно-минеральных комплексов
в одной жиле или серии однотипных жил
(корреляция состава таблитчатого
и листоватого биотитов)

В жилах всех структурно-парагенетических типов, содержащих обе названные разновидности биотита и охарактеризованных достаточным количеством фактических данных, фиксируются закономерные различия состава сравниваемых биотитов, проявляющиеся пространственно в направлении мощности жил, от зальбанда к внутренним зонам. Наиболее отчетливо эти изменения фиксируются по величинам F и f, в меньшей степени — по величине Al_{VI}. Остальные расчетные коэффициенты характерных и направленных различий не обнаруживают. Общая для всех изученных объектов (55 анализов из 20 жил разных месторождений, табл. 11) закономерность заключается в увеличении железистости (F, f) от таблитчатых к листоватым биотитам (от боковых зон жил к внутренним). Увеличение глиноземистости (Al_{VI}) в том же направлении носит более противоречивый характер и проявляется лишь как тенденция, выраженная в большей или меньшей степени в жилах разных типов и фациальных групп.

Третья фациальная группа												
Тип жил	Месторождение, участок, № жилы	№ образца	таблитчатый биотит из микроклин-плагиоклазового пегматита неяснографической структуры									
			F	f	f ₀	Al ^{VI}	Al ^{IV}	Si	Al	Mg+Fe Al	Ti	Al Mg
I	Станционный наволок, 226а	х-1023	49,6	44,6	18,4	11,4	31,1	1,74	1,58	4,3	1,25	0,99
		х-1025	50,4	43,0	25,7	10,3	31,5	1,74	1,61	5,3	1,25	1,02
II	Левин бор, 17	ч-744	55,6	44,3	36,9	13,6	31,6	1,69	1,49	4,3	1,50	1,25
		ч-744а	55,1	46,6	28,9	13,7	31,0	1,67	1,48	4,3	1,50	1,23
	Зап. Хетоламбино, 199	х-1092	50,6	45,2	19,2	10,3	31,6	1,74	1,59	5,0	1,27	1,03
III	Зап. Хетоламбино, 195	х-1077	53,1	46,4	23,4	10,3	30,7	1,82	1,64	5,3	1,30	1,14
IV	Б. Будаиха, 1а	ч-627	57,5	51,4	21,7	14,9	29,6	1,73	1,48	4,0	1,58	1,35
	Колыбаевский бор, 4	ч-980	57,8	51,5	19,8	12,7	30,5	1,73	1,54	4,3	1,54	1,38

На графиках (рис. 20) показано, что контрастность состава биотитов боковых и внутренних зон неодинакова для пегматитов разных фациальных групп: для слюдяно-керамических и керамических жил она выше по отношению к слюдяным жилам. Для последних как будто имеет место обратное явление, т. е. таблитчатый биотит в жилах IV типа более железист, чем листоватый. Однако это единственное исключение из наблюдаемой закономерности скорее всего кажущееся и объясняется недостатком фактического материала: имеется лишь один анализ таблитчатого биотита из слюдяных жил IV типа, тогда как все остальные точки графиков построены по данным 2—3 анализов. Наряду с различием в контрастности величин F и f в таблитчатых и листоватых биотитах из пегматитов разных фациальных групп намечаются также тенденции к возрастанию абсолютных значений F и f в биотитах одних и тех же ассоциаций (разновидностей) от пегматитов 1 и 2-й фациальных групп к жилам 3-й группы. Данные по железистости биотитов согласуются с материалами Г. П. Сафроновой (1969), полученными в результате изучения некоторых типов жил района.

(керамические пегматиты)											
Месторождение, участок, № жилы	№ образца	лейстовый и листоватый биотит из участков и зон пегматоидной и блоковой структур									
		F	f	fo	Al ^{VI}	Al ^{IV}	Si — Al	Mg+Fe — Al	Ti	Al — Mg	Fe — Mg
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Б. Будаиха, 1 Левин бор, 17 Зап. Хетоламбино, 199	ч-710	59,0	52,2	23,9	12,7	30,6	1,73	1,54	4,7	1,58	1,44
	ч-732	53,2	51,1	8,4	11,3	30,4	1,79	1,55	4,0	1,32	1,14
	ч-735	55,0	45,4	32,2	11,7	28,8	1,89	1,66	4,3	1,34	1,22
	ч-735a	54,0	50,0	14,9	15,0	27,7	1,81	1,66	4,3	1,31	1,17
	х-1095	51,5	45,2	22,6	9,4	31,0	1,78	1,67	5,0	1,23	1,06
	х-1095a	50,4	47,3	11,4	8,3	31,8	1,80	1,71	4,7	1,18	1,02
Зап. Хетоламбино, 195 Станционный наволок, 226	х-1078	57,0	49,7	25,5	11,7	31,8	1,67	1,50	5,0	1,55	1,32
	х-1026	56,0	46,8	30,9	11,7	29,7	1,82	1,62	5,0	1,40	1,27
	х-1040	53,7	48,7	18,2	9,0	30,1	1,90	1,72	6,3	1,25	1,14
	х-1032	53,0	46,1	24,0	10,9	30,4	1,79	1,63	4,3	1,30	1,13
Б. Будаиха, 16	ч-641	66,2	59,2	26,4	14,1	29,7	1,63	1,38	4,3	2,14	1,95
	ч-641a	69,3	60,3	32,6	14,3	31,8	1,61	1,44	3,7	2,27	2,25
	ч-689	62,8	56,5	23,1	15,8	29,3	1,72	1,43	4,7	1,86	1,69
	ч-689a	67,0	57,2	34,0	13,3	31,0	1,68	1,48	5,0	2,05	2,01
	ч-976	57,1	52,1	18,1	12,0	30,8	1,74	1,57	4,3	1,49	1,33
	ч-979	57,1	48,8	28,6	13,0	31,3	1,67	1,50	3,7	1,55	1,33

Биотиты из одноименных
структурно-минеральных комплексов
в жилах различных типов

Использование структурно-парагенетической классификации пегматитов позволяет проследить эволюцию состава биотитов вдоль рядов типов пегматитов, отвечающих различным фаціальным группам. На большом фактическом материале (69 анализов из 26 жил разных месторождений, табл. 10 и 11) отчетливо устанавливается возрастание железистости таблитчатых и листоватых биотитов от низших членов каждого ряда к высшим, т. е. от более простых жил к жилам, более сложно минерализованным и обладающим более сложным внутренним строением. На рис. 20 эта закономерность фиксируется для всех фаціальных групп односторонним наклоном графиков F и f справа налево, однако биотиты пегматитов каждой из фаціальных групп характеризуются определенными особенностями: кривые, соответствующие пегматитам 1 и 3-й фаціальных групп, имеют более крутой наклон, а абсолютные значения F и f проявляют тенденцию к увеличению от 1-й группы к 3-й. В этом несом-

Средние значения показателей химического состава двух разновидностей биотитов различных типов и фациальных групп

Фациальная группа	Тип жил	Таблитчатый биотит из плагиоклазового пегматита неяснографической структуры									Лейстовый и листоватый биотит из участков и зон пегматоидной и блоковой структур								
		кол-во анализов	F	f	fo	Al ^{VI}	Al ^{IV}	$\frac{Si}{Al}$	$\frac{Mg+Fe}{Al}$	Ti	кол-во анализов	F	f	fo	Al ^{VI}	Al ^{IV}	$\frac{Si}{Al}$	$\frac{Mg+Fe}{Al}$	Ti
1-я, слюдяные пегматиты	I	3	46,7	39,5	25,2	15,9	32,0	1,55	1,34	3,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	II	5	53,2	49,4	14,2	18,9	31,3	1,51	1,22	3,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	III	5	55,1	50,8	15,0	17,1	32,2	1,50	1,31	3,9	2	55,5	51,2	15,8	18,8	30,6	1,53	1,31	3,6
	VI	1	59,5	53,6	21,3	16,4	31,5	1,54	1,35	3,7	7	55,7	51,5	16,5	18,3	31,4	1,52	1,29	3,2
2-я, слюдяно-керамические пегматиты	I	4	53,3	47,5	20,9	11,9	30,6	1,73	1,56	4,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	II	2	55,8	49,8	21,1	16,1	29,8	1,67	1,42	4,1	4	58,2	53,2	15,8	14,2	30,4	1,68	1,49	4,0
	III	7	55,2	48,5	23,5	11,7	33,3	1,59	1,49	4,1	5	60,8	55,3	20,7	13,2	33,2	1,56	1,41	3,3
3-я, керамические пегматиты	I	2	50,0	43,8	22,0	10,8	31,3	1,74	1,60	4,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	II	3	53,8	45,4	28,3	12,5	31,4	1,70	1,52	4,5	6	53,8	48,5	18,9	11,6	30,1	1,80	1,63	4,5
	III	1	53,1	46,4	23,4	10,3	30,7	1,82	1,64	5,3	4	54,9	47,8	24,6	10,8	30,5	1,79	1,62	5,1
	IV	2	57,6	51,4	20,7	13,8	30,0	1,73	1,51	4,1	6	63,2	55,8	27,1	13,7	30,6	1,68	1,47	4,1

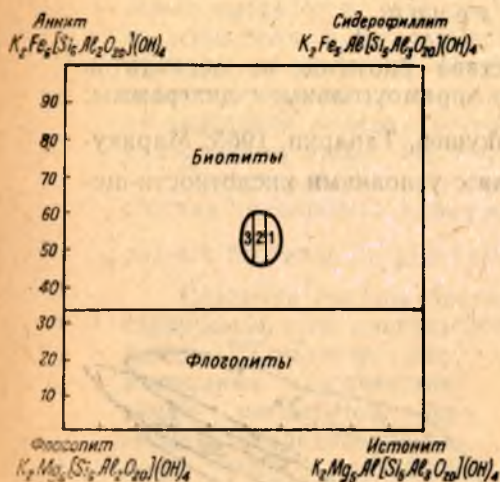


Рис. 18. Состав биотитов из пегматитов 1-й (I), 2-й (2) и 3-й (3) фац. гр.

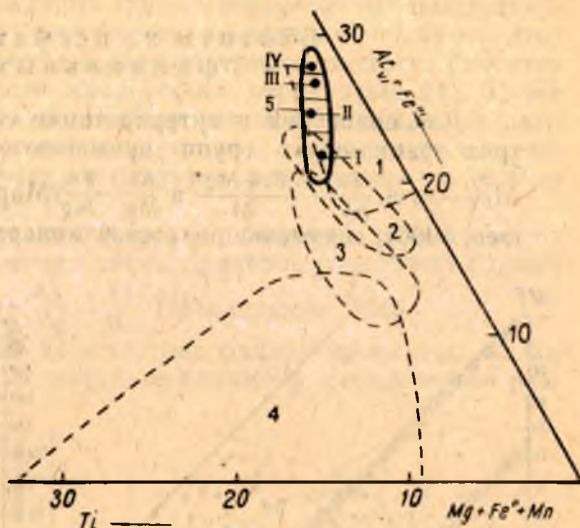


Рис. 19. Состав биотитов из пегматитов.

1 — зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации; 2 — ставролит-альмандиновая и дистен-альмандиновая субфации амфиболитовой фации; 3 — силлиманит-альмандиновая субфация амфиболитовой фации; 4 — гранулитовая фация (использована диаграмма Д. А. Великославинского, 1965); 5 — биотит из пегматитов: I — из пегматитов I типа, II — II типа, III — III типа, IV — IV типа.

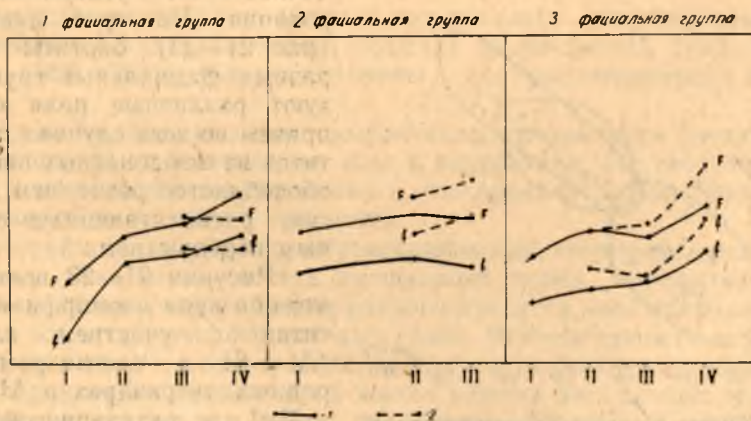


Рис. 20. Общая (F) и малая (f) железистость биотитов из пегматитов различных типов и фац. гр.

1 — таблитчатый биотит, 2 — листоватый и лейстовый биотит.

ненно проявляется влияние химизма вмещающих пород на общий характер эволюции состава биотитов в пределах генетических рядов типов пегматитов.

Биотиты из пегматитов разных фациальных групп

Для сравнения и интерпретации состава биотитов из пегматитов трех фациальных групп применяются прямоугольные диаграммы:

$Al_{IV}-Al_{VI}, \frac{Si}{Al} - \frac{Fe+Mg}{Al}$ и $\frac{Al}{Mg} - \frac{Fe}{Mg}$ (Маракушев, Тарарин, 1965; Маракушев, 1966), связывающие состав минерала с условиями кислотности-ще-

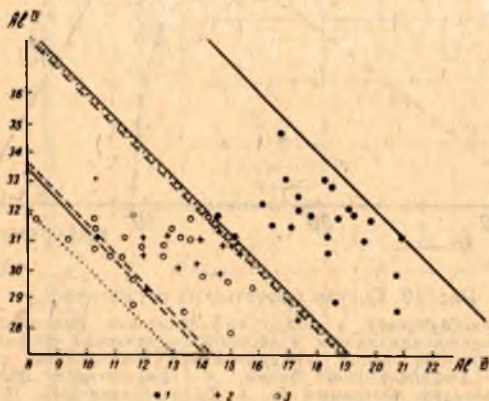


Рис. 21. Состав биотитов из пегматитов 1-й (1), 2-й (2) и 3-й (3) фаци. гр. (использована диаграмма А. А. Маракушева и А. И. Тарарина, 1965).

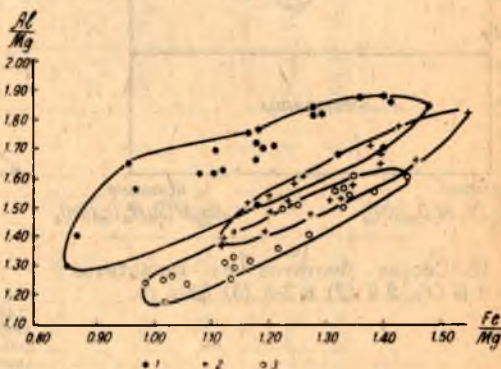


Рис. 22. Состав биотитов из пегматитов 1-й (1), 2-й (2) и 3-й (3) фаци. гр. (использована диаграмма А. А. Маракушева и А. И. Тарарина, 1965).

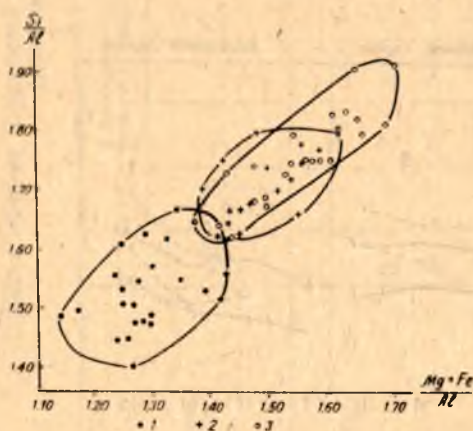


Рис. 23. Состав биотитов из пегматитов 1-й (1), 2-й (2) и 3-й (3) фаци. гр. (использована диаграмма А. А. Маракушева, 1966).

лочности и РТ-условиями формирования. На трех диаграммах (рис. 21—23) биотиты из жил разных фациальных групп образуют различные поля составов, причем во всех случаях поле биотитов из слюдоносных пегматитов обособляется резче, чем два других, располагающихся с частичным перекрытием.

Рисунки 21—23 показывают, что оба вида изоморфизма в биотитах с участием алюминия ($Al \rightarrow Si$ в алюмокремнекислородных тетраэдрах и $Al \rightarrow (Fe + Mg)$ в октаэдрической позиции) различны по интенсивности в сравниваемых совокупностях биотитов. Степень замещения Si

и $Fe+Mg$ алюминием поступательно возрастает от биотитов из жил 3-й группы к биотитам из пегматитов 2-й, а затем 1-й фациальной группы. Возрастание Al_{VI} при этом в указанном направлении идет быстрее, чем Al_{IV} . Согласно выводам А. А. Маракушева и А. И. Тарарина (1965), устанавливаемая закономерность может быть интерпретирована как

следствие различий кислотно-щелочных свойств пегматитообразующих растворов в трех выделяемых фациальных группах. В свою очередь, эти различия следует связывать с разным химическим составом пород, вмещающих пегматиты трех фациальных групп: глиноземистых плагиогнейсов, микроклин-плагиоклазовых биотитовых гнейсов и амфиболитов. Этот вывод вытекает из установленной корреляции глиноземистости биотитов из пегматитов и глиноземистости вмещающих пород (рис. 24). Те же факторы, по-видимому, определяют разницу биотитов из слюдяных, слюдяно-керамических и керамических пегматитов по титанистости и степени окисления железа: обе величины в биотитах возрастают от первых к последним (табл. 11).

Представляется, что зависимость состава биотитов пегматитов от состава вмещающих пород является также причиной обособления полей разных биотитов на диаграмме $\frac{Al}{Mg} - \frac{Fe}{Mg}$ (Маракушев, 1966).

Различия состава биотитов из жил трех фациальных групп, иллюстрируемые этой диаграммой, не могут, по-видимому, определяться разницей РТ-условий формирования соответствующих пегматитов, поскольку последние по целому ряду признаков (гл. II) являются разновозрастными образованиями и залегают в непосредственной близости друг к другу.

В описанных направленных изменениях состава биотитов проявляется влияние двух факторов: с одной стороны — эволюции состава пегматитообразующего раствора во времени под влиянием снижения температуры или действия фильтрационного эффекта (Коржинский, 1953, 1957; Жариков, 1965, 1968) и, с другой стороны — состава вмещающих пегматиты пород.

Первый фактор вызывает возрастание железистости биотитов в двух направлениях: от боковых зон жил к внутренним (от таблитчатых биотитов к листоватым и лейстовым) и, что проявляется особенно резко, — от «низших» типов жил к «высшим».

Второй важный фактор, обуславливающий химическое разнообразие изучаемых биотитов, — состав вмещающих пород, определяет существенные особенности в развитии единого процесса эволюции состава биотитов в жилах разных фациальных групп. Эти особенности заключаются не только в том, что возрастание железистости биотитов в обоих указанных направлениях происходит в жилах разных фациальных групп с разной контрастностью и в разных интервалах абсолютных значений F и f , но также в том, что в биотитах из пегматитов разных фациальных групп фиксируются различия в глиноземистости, не устанавливаемые при сравнении типов и ассоциаций внутри каждой фациальной группы пегматитов. Последовательное снижение значений Al_{IV} и Al_{VI} биотитов от пегматитов 1-й фациальной группы к пегматитам 2-й и 3-й групп, по-видимому, обусловлено различием кислотно-щелочных свойств пегматитообразующих растворов во вмещающих породах различного состава: кислотность растворов пегматитов, залегающих среди амфиболитов и мик-

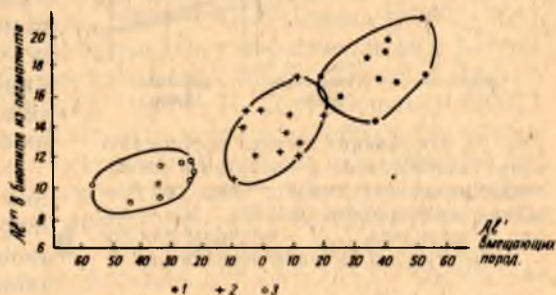


Рис. 24. Связь глиноземистости (Al_{VI}) биотитов из пегматитов 1-й (1), 2-й (2) и 3-й (3) фац. гр. с глиноземистостью (Al_{II}) вмещающих пород (см. стр. 97)

роклин-плагиоклазовых гнейсов, была ниже кислотности пегматитообразующих растворов в глиноземистых плагиогнейсах. Следовательно, каждой фациальной группе пегматитов соответствует определенная фация щелочности (Коржинский, 1953; Маракушев, 1965) пегматитообразующих растворов.

Таким образом, для биотитов из пегматитовых жил района характерен единый процесс эволюции состава их петрогенных элементов во времени, проявляющийся, однако, в трех различных фациях кислотности-щелочности.

С различием в щелочности тесно связаны различия величины окислительно-восстановительного потенциала Eh в растворах, проходящих

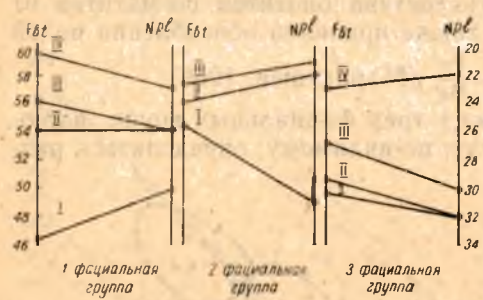


Рис. 25. Корреляция состава сосуществующих плагиоклазов и биотитов в пегматитах различных типов и фак. гр. F — общая железистость биотита, N_{pI} — номер плагиоклаза, I, II — коннды для соответствующих типов пегматитов.

через разные вмещающие породы. В частности, по возрастанию величины i_0 в биотитах в направлении от слюдяных пегматитов к слюдяно-керамическим и керамическим можно судить о возрастании в том же направлении величины Eh . Это вполне согласуется с установленной Д. С. Коржинским (1953) зависимостью между Eh и щелочностью растворов.

Состав биотитов в «сквозной» ассоциации, пегматите неяснографической структуры, отчетливо коррелируется с составом равновесного с ним плагиоклаза: железистость биотита возрастает

параллельно снижению основности плагиоклаза вдоль ряда типов слюдяных пегматитов (рис. 25, табл. 12).

Таблица 12

Данные корреляции основности плагиоклаза и общей железистости сосуществующего с ним биотита в плагиоклазовом пегматите неяснографической структуры

Фациальная группа	Тип жил	Месторождение, участок, № жилы	№ проб плагиоклаза	№ плагиоклаза	№ проб биотита	F биотита
1-я, слюдяные пегматиты	I	Малиновая Варакка, 64	103—х	30	1036 ^{ас}	46,6
	II	152	3—х	26	2—с	54,0
	III	154	65—х	26	120—12	55,8
	VI	11—39	366—х	23	903—с	59,5
2-я, слюдяно-керамические пегматиты	I	Хетоламбино, 30	х—1062	31	х—1052	54,4
	II	4	х—176	22	х—159	56,0
	III	Черная Салма, 3	ч—584	21	ч—604	57,3
3-я, керамические пегматиты	I	Станционный наволок, С-226	х—1024	32	х—1023	49,6
	II	Зап. Хетоламбино, 199	х—1088	32	х—1092	50,6
	III	195	х—1069	30	х—1077	53,5
	VI	Б. Будаиха, 1	ч—619	22	ч—627	57,5

МУСКОВИТЫ

Литература, посвященная изучению мусковитов из слюдяных и слюдяно-керамических пегматитов, весьма обширна (Амеландов, 1937; Борисов, 1937, 1954; Григорьев П. К., 1937; Коноплев, 1937; Коржинский, 1937; Петровская, 1937; Якжин, 1937; Лабунцов, 1939; Ферсман, 1931; Никитин, 1950, 1952б, 1953, 1955; Ивенсен, 1955; Горлов, Симонова 1957а; Белянкина и др., 1958; Карский, Толстой, 1959; Карский, 1969; Никаноров, 1959; Шуркин и др., 1962; Шмакин, 1963, 1964; Сафронова, 1966б; Васильева, 1966; Решетникова, 1968). В перечисленных работах рассматриваются морфологические особенности и разновидности, кристаллографические, оптические свойства мусковита, ассоциации его с другими минералами пегматитов, пространственное размещение мусковита и его ассоциаций в объеме жильного тела, поведение редких и рассеянных элементов в мусковитах, генерации мусковита и возрастные соотношения их с другими пороодообразующими минералами, факторы и агенты мусковитообразования.

Экспериментальные данные по мусковиту приводятся в работах Х. Югстера, И. Иодера (Eugster, Ioder, 1955) и А. А. Попова (1967, 1968). Первые работы по термодинамическому анализу парагенезисов с участием мусковита принадлежат Д. С. Коржинскому (1937), Хемли и Джонсу (Hemley, Jones, 1964), И. К. Карпову (1965), И. Д. Рябчикову (1967).

При обилии разнообразных сведений о мусковите обращает внимание определенный недостаток систематических данных, освещающих поведение главных компонентов в мусковитах из пегматитов различных типов, залегающих во вмещающих породах разного состава. В ряде работ (Лабунцов, 1939; Шуркин и др., 1962; Васильева, 1966) содержатся некоторые данные, показывающие небольшое относительное обогащение мусковита из кварц-мусковитового комплекса железом и обеднение алюминием, а также содержатся общие указания на увеличение глинозема в мусковитах из пегматитов, залегающих в глиноземистых плагиогнейсах. К аналогичному заключению приходит Г. П. Сафронова (1966б) на основе большого числа анализов мусковита из пегматитов нескольких типов месторождений Малиновая Варакка, Хетоламбино, им. Чкалова. Помимо этого, Г. П. Сафронова отмечает отсутствие различий в составе мусковитов в жилах различных типов.

Основная задача настоящего раздела заключается в дальнейшем изучении химизма мусковитов на основе новых и имеющихся в литературе аналитических данных. Рассмотрение состава мусковитов ведется ниже в обычном, принятом в данной работе порядке: сравниваются мусковиты главных ассоциаций и разновидностей в жилах различных структурно-парагенетических типов и фациальных групп.

Разновидности, ассоциации

Большинство исследователей, изучавших мусковит в пегматитах северной Карелии и Восточной Сибири, выделяют три разновидности этого минерала: а) мусковит кварц-мусковитового комплекса; б) мусковит, ассоциирующий с пегматитом пегматоидной структуры (так называемый «пегматоидный» мусковит); в) мелкочешуйчатый серебристый или лимонно-желтый мусковит, развивающийся по полевым шпатам вдоль границ их кристаллических индивидов и по трещинам в них.

Помимо этого, некоторые авторы (Никаноров, 1959б) выделяют еще мусковит, развивающийся по биотиту. Как уже было сказано, все названные разновидности и свойства самого мусковита описаны в литературе,

Таблица 13

Химический состав мусковитов в пегматитах различных типов и фациальных групп

Тип жил	Месторождение, участок, № жилы	№ проб	„Пегматоидный“ мусковит										
			F	f	fo	Al ^{VI}	Al ^{IV}	$\frac{K+Na}{Al}$	$\frac{Na}{K+Na}$	$\frac{Si}{Al}$	$\frac{Mg+Fe}{Al}$	$\frac{Fe}{Mg}$	$\frac{Al}{Mg}$
Первая фациальная группа													
II	Малиновая Варакка, 152	99—10+	54,2	35,8	53,9	87,5	25,0	33,8	8,6	1,09	0,09	1,18	25,0
		187—8+	59,1	30,8	69,2	88,5	23,0	37,5	9,9	1,14	0,08	1,44	29,9
		219—9+	50,0	26,7	63,6	89,0	23,7	34,8	11,6	1,12	0,08	1,00	24,8
III	Малиновая Варакка, 17	525 ^a +	53,3	33,3	56,3	84,0	23,2	36,8	9,5	1,18	0,11	1,14	18,6
		562 ^a +	51,7	26,3	66,7	84,5	24,2	32,7	8,0	1,14	0,11	1,07	19,0
		562 ^b +	57,6	36,4	57,9	86,5	24,0	32,7	9,1	1,13	0,10	2,70	34,4
	Малиновая Варакка, 154	846—с	63,0	44,5	52,9	86,5	24,0	34,9	8,5	1,13	0,10	1,70	26,9
		1192—с	50,0	30,0	53,9	86,5	23,5	34,1	8,0	1,15	0,10	1,00	20,5
IV													

Вторая фациальная группа

II	Хетолам-бино, 1a	x—80	63,4	34,8	69,2	78,5	24,5	36,0	13,0	1,18	0,16	1,73	17,0
		x—57	72,5	31,2	82,8	79,6	25,2	35,0	7,7	1,15	0,15	2,64	23,6
		x—1132	75,0	50,0	66,7	79,6	23,8	37,0	9,4	1,20	0,16	3,00	25,4
III	Гирвас Бор, 17	x—1193	76,9	47,0	73,3	80,5	24,5	37,0	10,3	1,17	0,15	3,30	28,8
	Хетолам-бино, 99	x—456	78,0	40,0	81,3	79,5	24,5	36,0	8,6	1,18	0,16	3,56	28,6

Тип жил	Месторождение, участок, № жилы	№ проб	Мусковит из кварц-мусковитового комплекса										
			F	f	fo	Al ^{VI}	Al ^{IV}	$\frac{K+Na}{Al}$	$\frac{Na}{K+Na}$	$\frac{Si}{Al}$	$\frac{Mg+Fe}{Al}$	$\frac{Fe}{Mg}$	$\frac{Al}{Mg}$
Первая фациальная группа													
II	Малиновая Варакка, 152	97—7+	54,2	38,9	46,2	87,5	23,7	30,7	9,7	1,13	0,09	1,18	24,6
		169—4+	54,2	35,3	53,9	87,5	24,0	33,9	8,7	1,12	0,09	1,18	24,6
		187—8+	54,2	35,3	53,9	88,5	22,7	35,8	10,4	1,15	0,09	1,18	24,4
		187—9+	56,6	33,3	61,5	87,5	23,0	33,6	10,5	1,15	0,09	1,40	26,7
		219—10+	56,6	33,3	61,5	89,0	23,0	36,3	8,2	1,14	0,09	1,30	27,0
III	Малиновая Варакка, 17	545 ^в +	58,0	35,0	61,1	83,5	24,0	36,9	15,8	1,16	0,12	1,38	20,2
		564 +	57,6	33,3	63,2	83,0	24,0	33,2	10,3	1,16	0,13	1,36	18,7
		801 +	55,6	48,9	54,8	85,5	24,2	34,3	8,7	1,13	0,11	1,90	26,8
	Малиновая Варакка, 154	218—4 ^г +	52,0	33,3	53,8	86,5	23,2	37,0	8,2	1,15	0,09	1,08	22,2
		192—3 ^г +	46,4	28,6	53,8	85,0	23,7	35,1	8,6	1,15	0,11	0,87	17,7
	Мяндаволок, 1	ж—10++	56,0	21,4	78,6	87,5	22,0	33,1	8,0	1,19	0,10	1,27	23,9
		ж—12++	52,0	20,0	77,0	86,5	22,7	31,4	8,8	1,17	0,09	1,08	22,0
IV	Малиновая Варакка, 11—39	ж—2++	52,0	20,0	77,0	87,0	23,0	33,1	9,1	1,16	0,09	1,08	22,2
		88—10 ^г +	47,9	31,7	50,0	84,5	23,7	35,4	8,6	1,16	0,11	0,98	17,5
		ж—3++	56,2	22,2	77,8	83,0	22,0	35,8	6,6	1,23	0,13	1,29	18,1
		ж—3 ^а ++	57,6	30,0	68,4	82,5	20,8	35,5	8,0	1,28	0,13	1,36	17,7
		ж—7—8	60,7	35,3	64,7	85,0	21,5	32,0	8,5	1,23	0,13	1,55	23,3
		ж—11++	57,2	47,8	31,3	84,5	21,2	35,8	7,7	1,24	0,11	1,33	21,8
		Вторая фациальная группа											
II	Хетолаамбино, 1а	22+	77,1	45,0	75,7	75,0	24,2	38,5	12,6	1,23	0,19	3,36	22,4
		60+	82,2	46,7	81,1	76,5	22,0	38,6	15,0	1,26	0,19	4,62	30,1
		х—98	78,0	57,1	62,5	79,5	23,8	35,0	7,8	1,20	0,16	3,56	28,2
		455+	70,5	59,1	71,0	76,5	25,0	35,7	6,9	1,17	0,17	2,38	19,6
		х—70	78,9	27,3	90,0	80,0	24,2	36,0	9,6	1,18	0,14	3,75	32,1
		х—1151	74,3	47,0	69,2	82,0	23,8	37,0	7,4	1,18	0,14	2,89	28,8
		ч—474	69,2	25,0	65,7	79,5	25,0	35,0	7,7	1,16	0,15	2,25	21,6
		ч—495	68,4	25,0	84,6	79,5	25,2	36,0	8,6	1,15	0,15	2,17	21,7
III	Гирвас Бор, 17 Хетолаамбино, 19	х—1198	74,4	31,2	84,4	78,0	24,2	37,0	8,6	1,20	0,17	2,9	23,0
		х—428	72,5	35,3	79,3	79,5	24,2	36,0	7,6	1,18	0,16	2,9	23,3

Тип жил	Месторождение, участок, № жилы	№ проб	Мусковит мелкочешуйчатый, желтый										
			F	f	f ₀	Al ^{VI}	Al ^{IV}	$\frac{K+Na}{Al}$	$\frac{Na}{K+Na}$	$\frac{Si}{Al}$	$\frac{Mg+Fe}{Al}$	$\frac{Fe}{Mg}$	$\frac{Al}{Mg}$
Первая фациальная группа													
II	Малиновая Варакка, 152	965—с	75,0	40,0	77,8	94,5	24,9	31,9	8,7	1,05	0,04	3,00	96,0
III	Малиновая Варакка, 17	7806—1+	68,0	46,7	58,8	87,5	23,8	36,3	15,5	1,13	0,09	2,13	33,6
	Малиновая Варакка, 154	2+++	70,0	25,0	85,7	95,0	23,8	34,7	9,1	1,07	0,04	2,33	95,0
	Пертиваракка, 9а	619—с	75,0	40,0	77,0	94,0	24,8	31,7	7,7	1,05	0,04	3,00	95,7
IV	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Вторая фациальная группа

II	Хетоламино, 1а	11+	78,9	55,6	66,7	79,5	22,5	40,2	38,0	1,24	0,15	3,75	31,1
		21+	77,5	57,1	61,3	76,0	22,5	41,5	17,0	1,29	0,17	3,44	26,8
		51+	94,6	81,8	74,3	79,5	24,3	36,7	27,7	1,18	0,14	17,5	128,0
		55+	82,9	50,0	79,4	78,0	21,5	39,7	16,7	1,30	0,17	4,80	34,6

Примечания: + — анализы Г. П. Сафроновой (1965);
 ++ — анализы Е. П. Чуйкиной и др. (1967);
 +++ — анализы П. П. Боровикова и др. (1966).

поэтому здесь достаточно ограничиться несколькими замечаниями, касающимися, главным образом, размещения мусковитов. В литературе по региону можно часто встретить противоречивые указания по поводу расположения кварц-мусковитового комплекса относительно различных структурно-минеральных ассоциаций. Одни авторы ограничивают распространение кварц-мусковитового комплекса участками развития пегматита неяснографической и петельчатой, другие — апографической и петельчатой структур, третьи делают заключение о развитии этой ассоциации в пределах любых участков жильного тела, кроме кварцевых блоков и осей. Наши наблюдения на различных горизонтах жил разных типов и фациальных групп позволяют присоединиться к последнему выводу (Ивенсен, 1955; Родионов, 1959; Соколов, 1970).

В отличие от кварц-мусковитового комплекса, «пегматоидный»

Средние значения показателей химического состава разновидностей

Фациальная группа	Тип пегматитов	«Пегматоидный мусковит»							
		число проб	F	f	f ₀	Al _{VI}	Al _{IV}	$\frac{Na}{Na+K}$	
1	II	3	54,4	30,9	62,2	88,3	23,9	10,0	
	III	5	55,1	34,1	57,3	85,6	23,8	8,7	
	IV	—	—	—	—	—	—	—	
2	II	3	70,3	36,7	72,9	79,2	24,5	9,0	
	III	2	77,4	43,5	77,3	80,0	24,5	9,4	

мусковит отчетливо локализован в участках пегматита пегматоидной структуры, где всегда тесно связан с плагиоклазом, а в пегматитах III и IV типов и с микроклином. В тех случаях, когда гнезда кварц-мусковитового комплекса развиваются в пределах пегматита пегматоидной структуры, могут наблюдаться постепенные переходы мусковита кварц-мусковитового комплекса в мусковит «пегматоидной» разновидности, как это описано А. С. Никаноровым (1959а) и Г. П. Сафроновой (1966б). Однако весьма часто кварц-мусковитовый комплекс может быть приурочен к контактам жил, либо вообще отсутствовать в данном сечении жилы, а «пегматоидный» мусковит тем не менее сохраняет свойственное ему положение в пегматите пегматоидной структуры и вдоль границ последнего с блоковым кварцем. Причем в этих весьма широко распространенных случаях «пегматоидный» мусковит чаще вообще не имеет какой-либо пространственной связи с мусковитом кварц-мусковитового комплекса и темным кварцем. Эти факты, многократно документированные, указывают на то, что пространственная связь мусковитов обеих разновидностей с наличием взаимных переходов между ними не является общей закономерностью развития мусковита, а скорее представляет собой частное явление, возникающее при определенных условиях, а именно, при широком развитии кварц-мусковитового комплекса в зонах и участках пегматита пегматоидной структуры. Поэтому представляется, что наблюдаемые факты обрастания крупными кристаллами мусковита гнезд кварц-мусковитового комплекса не могут служить аргументами в пользу образования обеих разновидностей мусковита в течение одного непрерывного отрезка времени. Это, разумеется, не означает, что сам по себе вывод о непрерывности слюдообразования в пегматитах неверен.

Химизм

Корреляция состава мусковитов трех разновидностей (кварц-мусковитовый комплекс, «пегматоидный» и мелкочешуйчатый мусковит) из пегматитов различных типов и фациальных групп проведена по данным 16 новых и 33 заимствованных из опубликованной и фондовой литературы полных химических анализов. Анализируемые образцы собраны по жилам месторождений Малиновая Варакка, Карельский, Полубояры, Хетоламбино, им. Чкалова. Имеющийся фактический материал характеризует мусковиты из пегматитов II, III и IV типов 1-й фациальной группы, а также II и III типов 2-й фациальной группы. По остальным шести типам, где мусковит не является порообразующим минералом, данные отсутствуют. При сравнительной характеристике состава мусковитов в настоящей работе применяются те же коэффициенты и диаграммы, что были использованы для биотитов (см. стр. 80), исключая содержание Ti. Результаты расчета всех показателей химического состава помещены в табл. 13; средние для сравниваемых совокупностей значения этих величин, использованные при построении графиков, составляют табл. 14.

Таблица 14

мусковитов из пегматитов различных типов и фациальных групп

Мусковит из кварц-мусковитового комплекса							Мусковит мелкочешуйчатый желтый						
число проб	F	f	f ₀	Al _{VI}	Al _{IV}	$\frac{Na}{Na+K}$	число проб	F	f	f ₀	Al _{VI}	Al _{IV}	$\frac{Na}{Na+K}$
5	55,2	35,2	55,4	88,0	23,3	9,5	1	75,0	40,0	77,8	94,5	24,9	8,7
8	55,4	30,1	65,4	84,9	23,3	10,1	3	71,0	37,9	73,8	92,2	24,1	14,1
5	55,9	33,4	58,4	83,9	21,8	7,9	—	—	—	—	—	—	—
8	74,8	41,7	75,0	78,6	34,2	10,7	4	83,5	61,1	70,4	78,2	22,7	24,8
2	73,5	33,2	81,9	78,7	24,2	8,1	—	—	—	—	—	—	—

Мусковит трех разновидностей внутри одной жилы (серии однотипных жил)

Сравнительная характеристика химического состава разных мусковитов дается на основе графиков (рис. 26), построенных для каждого используемого коэффициента по различным типам пегматитов 1 и 2-й фа-
циальных групп.

Главная особенность состава мусковитов, устанавливаемая при сравнении трех разновидностей этого минерала внутри отдельно взятой жилы, либо серии однотипных жил, заключается, с одной стороны, в тесной химической близости «пегматоидного» мусковита и мусковита кварц-мусковитового комплекса, с другой стороны, в резкой разнице составов этих мусковитов и состава мелкочешуйчатого мусковита. Это обстоятельство выявляется путем простого сравнения кристаллохимических формул минералов. Еще более отчетливо указанная особенность фиксируется путем сравнения расчетных коэффициентов (табл. 13, 14 и рис. 26), в частности, F , f , f_0 ,

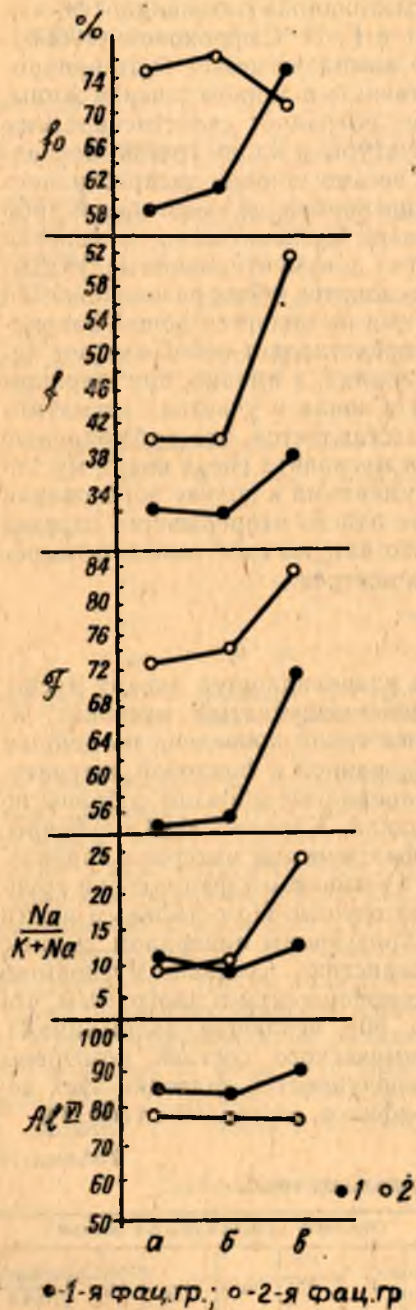


Рис. 26. Состав мусковитов из пегматитов 1-й (1) и 2-й (2) фаз. гр.

а — «пегматоидный» мусковит, б — мусковит из кварц-мусковитового комплекса, в — мелкочешуйчатый мусковит.

Al_{IV} , Al_{VI} и $\frac{Na}{Na+K}$. Как показано на графиках, все эти величины, оставаясь практически на одном уровне в «пегматоидном» мусковите и кварц-мусковитовом комплексе, ясно возрастают в мелкочешуйчатом мусковите. Устанавливаемые явления характерны для пегматитов всех типов в обеих рассматриваемых фациальных группах, что объясняется общей направленностью эволюции химизма мусковитов в процессе пегматитообразования в регионе. Однако эта общность не является абсолютной, а осложняется рядом различий в пегматитах двух изученных фациальных групп. Так, возрастание величины Al_{VI} от мусковитов первой и второй разновидностей к третьей фиксируется лишь в слюдяных жилах, тогда как в слюдяно-керамических мусковиты по этому показателю близки. Неодинаковы для пегматитов разных фациальных групп контрастность вариаций всех используемых показателей и их абсолютные значения. Для степени окисления железа f_0 наблюдаются изменения разного знака в мусковитах из слюдяных и слюдяно-керамических жил. Все эти особенности представляется возможным свя-

зывать со спецификой состава вмещающих пегматиты пород, придавая, таким образом, им (особенностям) значение фациальных.

Мусковиты из пегматитов различных структурно-парагенетических типов

В результате сравнения мусковитов соответствующих разновидностей из разнотипных жил, принадлежащих одной и той же фациальной группе, в качестве основного итога следует отметить несущественный, частный характер различий их составов. Эти различия незначительны по величине, фиксируются лишь по некоторым показателям и не во всех случаях. Наиболее отчетливо выраженные вариации таковы (табл. 13, 14):

а) снижение величины $\frac{Na}{Na+K}$ (для кварц-мусковитового комплекса и «пегматоидного» мусковита) от II типа слюдяно-керамических пегматитов к III;

б) снижение величин F , f и f_0 для мелкочешуйчатых мусковитов от II типа слюдяных пегматитов к III;

в) снижение величины Al_{VI} для мусковита из кварц-мусковитового комплекса и «пегматоидного» мусковита от II типа к III (для слюдяно-керамических жил эти различия имеют характер слабо выраженной тенденции, для слюдяных — устанавливаются вполне отчетливо).

Все другие расчетные показатели существенных и закономерных изменений не обнаруживают.

Мусковиты из пегматитов различных фациальных групп

При корреляции состава мусковитов из пегматитов двух изученных фациальных групп устанавливаются наиболее резкие и закономерные различия. Главные из этих различий касаются величин F , f , f_0 , Al_{IV} и Al_{VI} : в мусковитах слюдяных пегматитов железистость и коэффициент окисления железа значительно ниже, а глиноземистость в обеих координациях — значительно выше, чем в мусковитах из слюдяно-керамических жил. Своеобразие составов мусковитов из этих фациальных групп отчетливо отражается на диаграммах: $\frac{Si}{Al} - \frac{Fe+Mg}{Al} \cdot \frac{Al}{Mg} - \frac{Fe}{Mg}$ и $Al_{IV} - Al_{VI}$ (Ма-

ракушев, Тарарин, 1965; Маракушев, 1966), примененных ранее для биотитов. На всех этих диаграммах (рис. 27, 28, 29) мусковиты из пегматитов двух фациальных групп дают резко обособленные, не перекрывающиеся друг друга поля. Положение этих полей на диаграммах $\frac{Si}{Al} - \frac{Fe+Mg}{Al}$ и $Al_{IV} - Al_{VI}$ показывает, что, если по степени изоморфизма $Al \rightarrow Si$ в алюмокремнекислородных тетраэдрах сопоставляемые мусковиты существенных различий не обнаруживают, то изоморфизм $Al \rightarrow (Fe+Mg)$ в октаэдрических слоях выражен в мусковитах по-разному, а именно, в мусковитах из слюдяно-керамических пегматитов он проявляется значительно шире, что соответственно приводит к резкому уменьшению величины Al_{VI} (увеличению $\frac{Fe+Mg}{Al}$). В данном случае, как и относительно

положения полей мусковитов на диаграмме $\frac{Al}{Mg} - \frac{Fe}{Mg}$ можно сказать, что состав мусковитов тесно связан с составом вмещающих пород. Для иллюстрации этих зависимостей приводится диаграмма $Al_{VI} - Al'$, где $Al' = \frac{Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + 2CaO)}{Al_2O_3}$ рассчитывается из химических анализов соответствующих вмещающих пород. На рис. 30 корреляция состава

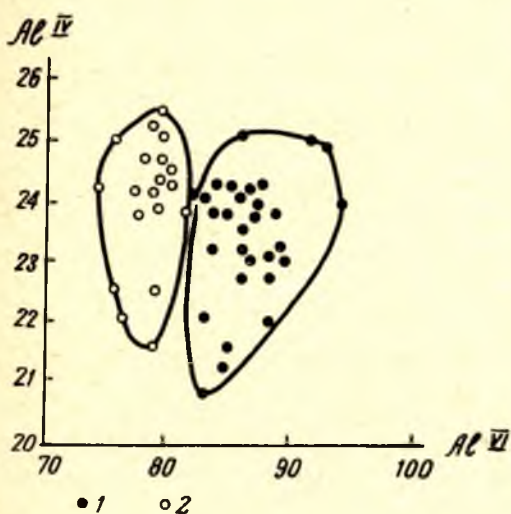


Рис. 27. Состав мусковитов из пегматитов 1-й (1) и 2-й (2) фац. гр.

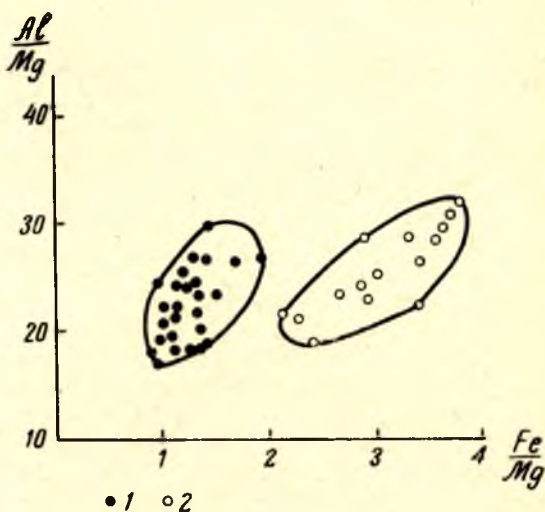


Рис. 28. Состав мусковитов из пегматитов 1-й (1) и 2-й (2) фац. гр.

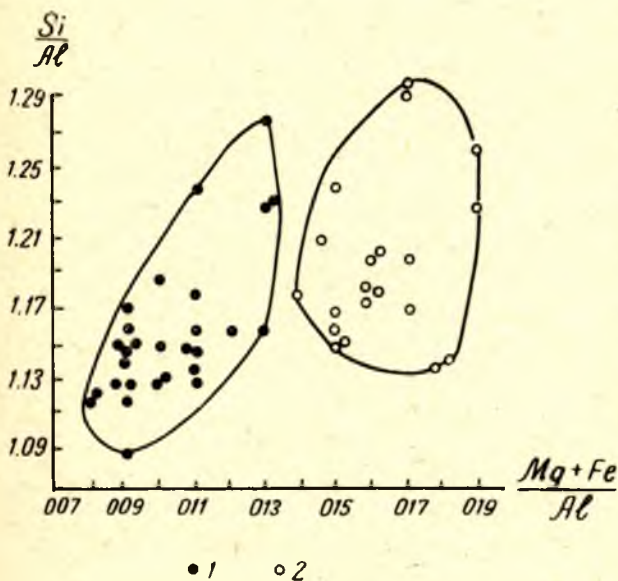


Рис. 29. Состав мусковитов из пегматитов 1-й (1) и 2-й (2) фац. гр.

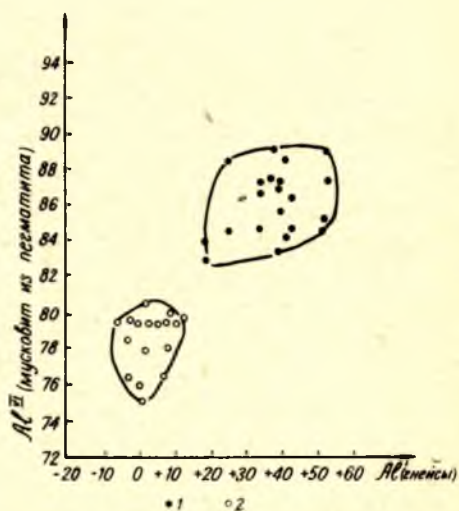


Рис. 30. Связь глиноземистости (Al_{VI}) мусковитов из пегматитов 1-й (1) и 2-й (2) фац. гр. с глиноземистостью вмещающих пород (Al^I).

мусковит из пегматита — вмещающая порода видна достаточно отчетливо. Ряд других фактов, показывающих весьма существенное влияние химизма вмещающих пород на состав минералов в пегматитовых жилах, приведен в предыдущих частях раздела.

Фактический материал позволяет выделить две главные особенности распределения петрогенных элементов в изученных мусковитах: близость состава двух основных разновидностей из различных типов пегматитов внутри каждой фациальной группы и, напротив, резкие закономерные различия состава мусковитов из пегматитов разных фациальных групп. Таким образом, для мусковитов в пегматитах района не устанавливаются признаки эволюции состава во времени*. Исключение составляет лишь стадия кристаллизации химически своеобразного мелкочешуйчатого мусковита, для которой, судя по составу этого мусковита, характерно относительное снижение температуры и возрастание щелочности растворов. Однако процессы этой стадии проявлены весьма ограниченно и, будучи по всем данным поздними, могут быть отнесены по времени за пределы главных этапов пегматитообразования.

Близость состава мусковита из кварц-мусковитового комплекса и «пегматоидного» мусковита может быть истолкована как признак близости физико-химических условий образования обеих главных разновидностей минерала. Однако это обстоятельство само по себе, как представляется, не доказывает одновременности формирования обоих мусковитов, поскольку в ходе процесса такие условия могут повторяться на разных стадиях. Этот вопрос рассматривается в последней главе работы.

Не обнаруживая никаких существенных вариаций состава от одной главной разновидности к другой и между различными структурно-парагенетическими типами пегматитов, мусковиты, вместе с тем, как было показано, имеют различный химический состав в пегматитах, залегающих в разных вмещающих породах. Эти различия мусковитов рассматриваются как фациальные, поскольку проявлены в разновозрастных образованиях и обусловлены, по-видимому, разной кислотностью-щелочностью мусковитообразующих растворов, что, в свою очередь, связано с различиями в химизме вмещающих пегматиты пород. Так, по возра-

станию величин $\frac{\text{Si}}{\text{Al}}$ и $\frac{\text{Fe}+\text{Mg}}{\text{Al}}$ в мусковитах из слюдяно-керамических пегматитов можно предположить (Маракушев, Тарарин, 1965), что при переходе от слюдяных к слюдяно-керамическим пегматитам возрастает щелочность пегматитообразующих растворов. Этот вывод вполне согласуется с данными о составе как самих пегматитов, так и вмещающих их пород (см. гл. I и II).

Таким образом, мусковиты в пегматитах двух разных фациальных групп по составу петрогенных элементов отвечают двум фациям кислотности-щелочности пегматитообразующих растворов.

ГРАНАТЫ

Сведения о кристалломорфологических особенностях гранатов, некоторых физических свойствах, химическом составе и принадлежности к различным ассоциациям в пегматитах северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова содержатся в работах К. А. Шуркина с сотрудниками (1962), А. С. Никанорова и И. И. Михайлова (1969). В них пока-

* Когда монография находилась в печати, нами были получены данные, указывающие на закономерное возрастание железистости мусковитов снизу вверх вдоль ряда типов слюдяных пегматитов. — *Прим. автора.*

заны различия химического состава гранатов из пегматитов, залегающих в различных вмещающих породах, для некоторых типов пегматитов дано сопоставление состава гранатов с составом этого минерала из ассоциаций метапелитов, сформированных в условиях различных фаций метаморфизма.

Учитывая важное петрологическое значение гранатов (Miyashiro, 1953; Соколов, 1959; Соколов и др., 1964; Соболев Н. В., 1964; Другова, Глебовицкий, 1965; Перчук, 1967) и наличие детальной классификации пегматитов региона, представляется интересным более подробно рассмотреть эволюцию химизма гранатов в рядах структурно-парагенетических типов пегматитов различных фациальных групп, а также использовать эти данные в целях относительной и абсолютной термометрии пегматитового процесса.

Фактический материал настоящего раздела составляют результаты 10 оригинальных и 9 заимствованных из литературы (Шуркин и др., 1962) полных химических анализов гранатов. При пересчете вновь выполненных анализов на кристаллохимическую формулу (Борнеман-Старынкевич, 1964) устанавливается заметный дефицит двухвалентных катионов, в среднем составляющий 0,3 формульной единицы, и такой же избыток трехвалентных катионов (приблизительно в равной степени за счет Fe^{+3} и Al); Si отклоняется от теоретического незначительно. На качестве анализов сказываются не полностью отделяемые при подготовке образцов пленки гематита, благодаря чему искажается соотношение Fe^{+2} и Fe^{+3} . Однако в целом новые анализы обнаруживают вполне удовлетворительную сходимость с анализами, известными в литературе (Соколов, 1959; Шуркин и др., 1962; Соболев Н. В., 1964; Никаноров, Михайлов, 1969).

В согласии с данными предыдущих исследователей среди гранатов в изученных пегматитах выделяются четыре главные разновидности: а) ранний мелкозернистый гранат, связанный с ортотектитовым и неяснографическим плагиоклазовым пегматитом (боковые и зальбандовые зоны, области выклинивания и апофизы в жилах «развитых» типов, а также пегматиты первых типов); б) крупнокристаллический гранат блоковых и пегматоидных зон и участков, часто близ границ кварцевых блоков; в) крупнокристаллический гранат кварц-мусковитового комплекса; г) наиболее поздний гранат, развивающийся в виде цепочек, пересекающих все ассоциации пегматита, исключая блоковый кварц.

Независимо от принадлежности пегматитов к различным фациальным группам и структурно-парагенетическим типам в ряду перечисленных разновидностей граната фиксируются закономерные изменения состава. На примере слюдяно-керамических пегматитов (табл. 15) видно, что от ранних ассоциаций к поздним устанавливается направленное снижение магнезиальности и, напротив, возрастание железистости и марганцевистости гранатов. Эти изменения отражают снижение температуры в процессе формирования жильного тела.

В то же время устанавливается, что гранаты из кварц-мусковитового комплекса и пегматоидного пегматита химически весьма близки между собой. В связи с этим в дальнейшем эти гранаты нами рассматриваются вместе и, поскольку они являются наиболее распространенными, используются как опорные при сравнении различных типов и фациальных групп.

Гранаты присутствуют во всех одиннадцати типах пегматитов региона, однако в первых типах они относительно редки, поэтому по I типу 2-й фациальной группы не удалось получить достаточного количества чистого материала по опорной разновидности граната.

Таблица 15

Эволюция состава гранатов в разных ассоциациях пегматитов одного типа

Ассоциации (разновидности)	Месторождение, № жилы и образца	Состав гранатов				
		Ф	пироп	спес- сартин	альман- дин	Са— гранат
Ранний мелкокристаллический гранат из пегматита неяснографической структуры (боковая зона жилы)	Черная Салма, ж. 2, обр. 63-К	81,0	11,3	37,2	45,1	6,4
Крупнокристаллический гранат из пегматита пегматоидной структуры	Черная Салма, ж. 2, обр. 62-К	93,4	3,8	41,7	46,6	7,9
Поздний крупнокристаллический гранат из цепочек, рассекающих все ассоциации пегматита, кроме блокового кварца	Хетоламбино, ж. 8, обр. 61-К	96,4	2,1	50,8	42,1	5,0

Сопоставление химизма гранатов для пегматитов различных типов проводится в табл. 16—18 и на рис. 31—34, отдельно для каждой из трех фациальных групп. Из данных таблиц и рисунков видно, что

Таблица 16

1-я фац. гр. (слюдяные пегматиты)

Тип пегматитов	Месторождение, № жилы	№ обр.	Состав гранатов, %				
			Ф	пир.	спесс.	альм.	Са— гран.
I	Малиновая Варакка, 37	629	84,2	12,5	7,9	66,2	13,4
	Малиновая Варакка, 183а (апофиза)	626	84,8	11,5	15,0	64,0	9,0
	Среднее		84,5	12,0	11,7	65,1	11,2
II	Карельский, 3—39	3—39—8 *	91,3	5,5	32,8	56,8	4,9
	Малиновая Варакка, 17	17—78 *	92,7	4,9	28,1	61,1	5,9
	"	17—58 *	95,6	3,1	25,1	69,2	2,6
	Среднее		93,2	4,5	28,7	62,4	4,4
III	Тэдино, 32	32—26 *	94,6	3,9	22,4	67,8	5,9
	Карельский, 3—50	К—2 *	95,8	2,4	38,0	50,9	8,7
	Тэдино, 27	27—34 *	97,0	1,7	32,9	55,9	9,5
	Среднее		95,8	2,7	31,1	58,2	8,0
IV	Малиновая Варакка, 154а	330—35А **	94,2	3,2	35,0	55,6	6,2
	"	154-Н-1 **	95,7	3,5	35,4	55,8	5,3
	Среднее		95,0	3,3	35,2	55,7	5,8

* — анализы из работы К. А. Шуркина и др. (1962);

** — анализы В. В. Гордиенко.

Таблица 17

2-я фац. гр. (слюдяно-керамические пегматиты)

Тип пегматитов	Месторождение, № жилы	№ обр.	Состав гранатов, %				
			Ф	пир.	спесс.	альм.	Са-гран.
I	Хетоламбино, 1а	1А — 205*	нет данных				
II			90,0	5,0	45,3	44,9	4,8
III			93,4	3,8	41,7	46,6	7,9

Таблица 18

3-я фац. гр. (керамические пегматиты)

Тип пегматитов	Месторождение, № жилы	№ обр.	Состав гранатов, %				
			Ф	пир.	спесс.	альм.	Са-гран.
I	Зап. Хетоламбино, 73	64—к	87,6	7,7	18,7	49,5	24,1
II	" 199	20—к	92,1	5,7	28,0	61,8	4,5
III	" 195	9—к	94,5	3,8	25,8	59,0	11,4
IV	Б. Будаиха	49—к	97,8	2,1	39,5	51,5	7,3

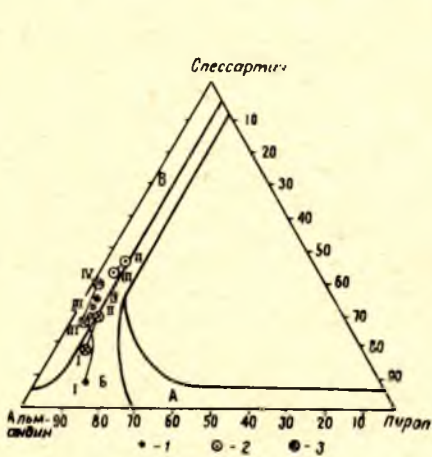


Рис. 31. Состав гранатов из пегматитов 1 (1), 2 (2) и 3-й (3) фац. гр. на диаграмме А. Миаширо (1953):

А — поле гранатов из пород гранулитовой фации, Б — поле гранатов из пород амфиболитовой фации, В — поле гранатов из пород эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации. I, II и т. д. — обозначения типов пегматитов в различных фац. гр.

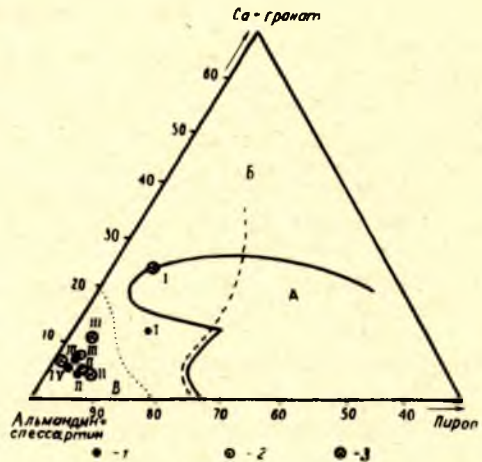


Рис. 32. Состав гранатов из пегматитов 1 (1), 2 (2) и 3-й (3) фац. гр. на диаграмме Г. М. Друговой и В. А. Глебовицкого (1965):

А — поле гранатов из пород гранулитовой фации, Б — поле гранатов из пород амфиболитовой фации, В — поле гранатов из пород эпидот-амфиболитовой фации. I, II и т. д. — обозначения типов пегматитов в различных фац. гр.

в гранатах в направлении от «низших» типов к «высшим» в пределах каждой фацальной группы четко фиксируется поступательное возрастание железистости (снижение магниальности) и проявляется тенденция к возрастанию марганцевистости. Фигуративные точки составов гранатов из пегматитов первых типов располагаются на диаграммах в пре-

делах поля амфиболовой фации метаморфизма, тогда как составы гранатов всех «развитых» типов (в пегматитах всех трех фациальных групп) отвечают составам гранатов из метапелитов эпидот-амфиболовой и зеленосланцевой фаций. Как и в случае с биотитами и плагиоклазами, подобная эволюция состава гранатов в процессе формирования пегматитов является следствием направленного во времени и пространстве снижения температуры расплава и растворов.

Содержание кальция в гранатах из пегматитов первых типов (1 и 3-я фац. гр.) существенно выше, чем из пегматитов «развитых» типов. В последних же наиболее кальцевые гранаты характерны для третьих типов, где устойчивы наиболее кислые плагиоклазы. Эта закономерность, по-видимому, заслуживает дальнейшего изучения в целях термометрии на основе пары плагиоклаз-гранат.

При сравнении гранатов из пегматитов различных фациальных групп прежде всего устанавливается их различие по марганцевистости, последняя возрастает от слюдяных пегматитов к керамическим и слюдяно-керамическим. Это обстоятельство ранее для пегматитов Мамского района отмечалось Ю. М. Соколовым (1959, 1970), а для пегматитов Беломорья — в работах К. А. Шуркина с сотрудниками (1962), А. С. Никанорова и И. И. Михайлова (1969). Был сделан вывод о формировании гранатов керамических пегматитов в более низкотемпературных условиях по сравнению с гранатами слюдяных пегматитов. Высказано даже предположение (Шуркин и др., 1962) о возрастном различии пегматитов чупинской и хетоламбинской свит.

Этот последний вывод здесь специально не обсуждается, так как во второй и в настоящей главах уже приводились геолого-структурные, петрографические и геохимические доказательства одновозрастности и парагенетических соотношений пегматитов трех выделенных фациальных групп. Что же касается состава гранатов, то данные об изменении магне-

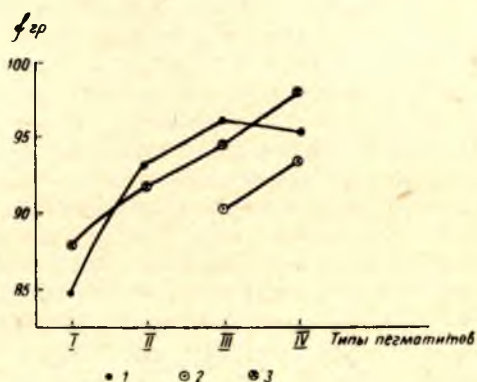


Рис. 33. Железистость гранатов из пегматитов 1 (I), 2 (II) и 3-й (III) фац. гр.

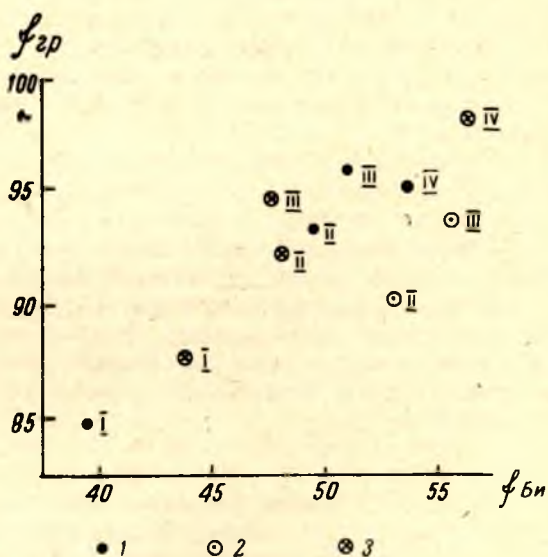


Рис. 34. Корреляция железистости биотитов и гранатов из пегматитов 1 (I), 2 (II) и 3-й (III) фац. гр. I, II и т. д. — обозначения типов пегматитов.

зиальности внутри каждой фациальной группы подтверждают заключение о существовании трех параллельных генетических рядов типов пегматитов, отвечающих трем фациальным группам. Химическая эволюция гранатов вдоль рядов типов и рядов ассоциаций внутри каждого «развитого» типа протекает в тесной связи с эволюцией состава биотитов и плагиоклазов и, как было сказано, достоверно может рассматриваться как показатель падения температуры пегматитообразующих сред в пространстве и времени.

С другой стороны, нужно подчеркнуть, что изменение марганцевистости гранатов в указанных рядах не носит столь же совершенного и закономерного характера, какой свойствен изменению магнезиальности. Учитывая это обстоятельство, а также отмеченную выше разницу в марганцевистости гранатов из пегматитов, залегающих в разных вмещающих породах, можно предполагать, что на уровне концентрации марганца в гранате сказывается не только изменение термодинамических условий, но в весьма существенной мере и химический состав вмещающих пород. В частности, по данным 38 химических анализов глиноземистых гнейсов и 21 анализа амфиболитов, отобранных с площадей развития изученных пегматитов (Малиновая Варакка, Карельский, Хетолаамбино, рудник им. Чкалова), устанавливается отчетливое различие этих пород по содержанию марганца: глиноземистые гнейсы — 0,03—0,1 вес. процентов (среднее — 0,06), амфиболиты и амфиболсодержащие гнейсы — 0,08—0,24 вес. процентов (среднее — 0,15). Почти трехкратное обогащение марганцем амфиболитов относительно глиноземистых гнейсов могло послужить причиной различия в марганцевистости гранатов из пегматитов различных фациальных групп. Тесная связь содержания марганца в породе и гранатах (особенно если учесть, что гранат — практически единственный Mn-содержащий минерал) и необходимость осторожного применения марганцевистости гранатов при характеристике условий формирования ранее уже отмечались в литературе (Другова, Глебовицкий, 1965) для метapelитов амфиболитовой фации метаморфизма.

С учетом всего сказанного, а также приводимых ниже данных по абсолютной термометрии, представляется, что сейчас нет оснований рассматривать слюдяные, слюдяно-керамические и керамические пегматиты как образования, формирующиеся при различных температурах и давлениях или, тем более, как разновозрастные образования.

В заключение раздела следует отметить, что фиксируемое увеличение кальциевой составляющей гранатов от слюдяных пегматитов к слюдяно-керамическим и керамическим, так же, как и в случае различий по марганцу, может быть связано с влиянием состава вмещающих пегматиты пород.

Общие особенности химического состава породообразующих минералов Данные относительной и абсолютной термометрии

В заключение главы представляется необходимым обратить внимание на некоторые общие особенности химизма выше рассмотренных порообразующих минералов в пегматитах района.

1. Состав всех пяти изученных минералов обнаруживает вполне определенную зависимость от состава вмещающих пород в отношении петрогенных элементов. Эта зависимость выражается в наличии рассмотренных выше существенных особенностей состава порообразующих минералов в пегматитах каждой из выделенных фациальных групп: за-

кономерных вариаций основности плагиоклазов, величин калиевой и натриевой составляющих микроклинов, глиноземистости и степени окисления железа биотитов и мусковитов, величин марганцевой и кальциевой составляющих гранатов. Таким образом, на основе фактов, изложенных в главах II и IV, можно утверждать, что химико-минералогический состав вмещающих пегматиты пород является фактором, обуславливающим не какие-то частные, отдельные особенности пегматитов, а многие важнейшие черты их вещественного состава и внутреннего строения. Этот вывод представляется дополнительным аргументом в пользу необходимости выделения в классификации пегматитов региона такой систематической единицы, как «фациальная группа», и обязательного учета роли состава вмещающих пород при изучении вещественного состава пегматитов и химизма их порообразующих минералов.

2. Второе главное направление изменения химического состава порообразующих минералов соответствует рядам типов пегматитов (в трех различных фациальных группах) и возрастному ряду структурно-минеральных комплексов внутри отдельно взятой жилы «развитого» типа. В указанных рядах от «низших» типов к «высшим» и от ранних ассоциаций к поздним фиксируется закономерное и направленное возрастание железистости биотитов и гранатов, устанавливается отчетливая тенденция к снижению основности плагиоклазов. Изменение состава мусковитов, по имеющимся данным, менее значительно — здесь следует указать на тенденцию снижения величины $\frac{Na^*}{Na + K}$. Микроклины из жил всех типов оказываются близкими по составу.

Главный вывод, следующий из рассмотрения химической эволюции порообразующих минералов во времени, заключается в том, что развитие пегматитов — длительный процесс, протекающий на фоне поступательного снижения температуры пегматитообразующих расплава и растворов. Причем, как показывают данные по химизму биотитов и гранатов, образование ассоциаций пегматитов первых типов отвечает условиям амфиболитовой фации метаморфизма, тогда как минеральные ассоциации всех остальных более «развитых» типов (во всех трех фациальных группах) формируются в условиях, соответствующих эпидот-амфиболитовой фации. Переход от этих данных на основе РТ-диаграмм (Тернер, Ферхуген, 1961; Винклер, 1969; Пугин, Хитаров, 1968; Соболев и др., 1970) к характеристике диапазона термодинамических условий представляется для нашего случая пока наиболее надежным путем определения температуры и давления.

Данные определения абсолютных температур, рассчитанные по биотит-гранатовому (Перчук, 1967, 1968) и плагиоклаз-мусковитовому (Таланцев, 1972) термометрам (табл. 19), хотя и показывают для каждого ряда ассоциаций и типов пегматитов направленное, закономерное снижение температуры, однако по абсолютным цифрам существенно противоречат друг другу и результатам относительной термометрии. Определение температур обоими методами (по крайней мере, для изученных пегматитов) осложняется отсутствием надежных сведений о величине давления. Сомнения в применимости, в частности, биотит-гранатового термометра для изученных ассоциаций возникают также и в связи с тем, что, как было показано выше, в процессе формирования пегматитов фиксируется параллельное повышение железистости обоих железо-магнезиальных минералов, а не встречное перераспределение железа и магния между биотитом и гранатом. Неясно также влияние марганца, уровень концентрации которого в гранатах из пегматитов резко возрастает, на распределение магния и железа между биотитом и гранатом. По этим

* См. примечание на стр. 99.

Таблица 19

**Результаты определения абсолютных температур образования ассоциаций
в пегматитах различных типов и фациальных групп**

1-я фациальная группа (слюдяные пегматиты)			2-я фациальная группа (слюдяно- керамические пегматиты)			3-я фациальная группа (керамические пегматиты)	
тип пегматита	t°		тип пегматита	t°		тип пегматита	t°
	Би-Гр -термометр	Пл-Му -термометр		Би-Гр -термометр	Пл-Му -термометр		Би-Гр -термометр
I	540	—	I	—	—	I	520
II	410	510	—	—	—	II	420
III	350	460	II	490	520	III	380
IV	350	340	III	410	510	IV	350

причинам перспективы применения биотит-гранатового термометра в пегматитах представляются сейчас ограниченными. Мусковит-плагиоклазовый термометр также требует еще практической проверки, особенно, если учесть трудности при определении поправки на давление. Использованию двуполевошпатового термометра в пегматитах северной Карелии препятствуют изложенные выше наблюдения о неравновесности полевых шпатов в изученных объектах.

Таблица 20

**Данные декрептометрического изучения кварца и плагиоклазов
из пегматитов различных типов 3-й фациальной группы**

Тип пегматита	Месторожде- ние, № жилы	Кол-во обр.	Типоморфный комплекс а		Типоморфный комплекс б и кварц-мусковитовый комплекс	
			температурный интервал, °	декрепитаци- онная актив- ность (кол-во взрывов)	температурный интервал, °	декрепитаци- онная актив- ность (кол-во взрывов)
I	Хеголампино, 226а	2	500—700	38	—	—
			280—400	31	—	—
II	„ 199	5	520—700	31	—	—
			280—500	129	260—460	120
III	„ 195	4	520—700	45	—	—
			260—480	189	280—440	201
IV	„ 18	2	500—700	46	—	—
			—	—	280—460	238

В табл. 20 приведены результаты декрептометрического изучения кварца и плагиоклаза из пегматитов 3-й фациальной группы. Во всех четырех типах для ранней ассоциации устанавливается два пика: высокотемпературный — 500—700° при относительно низкой декрепитационной активности (30—50 взрывов) и низкотемпературный — 260—480° при относительно высокой декрепитационной активности (130—190 взрывов). Для поздних ассоциаций (пегматоидный и блоковый пегматит, кварц-мусковитовый комплекс) фиксируется лишь один низкотемпературный

интервал декрепитационной активности — 280—460° (при 120—240 взрывах). При этом характерно направленное возрастание числа взрывов в образцах из одноименных ассоциаций от I к IV типу.

Таким образом, учитывая, что в пегматитах I типа развита практически лишь одна ранняя ассоциация (типоморфный комплекс *a*), на основании данных по газово-жидким включениям можно считать, что температурный интервал 500—700° отвечает периоду формирования пегматитов I типа, тогда как интервал температур 260—480° соответствует этапу развития пегматитов II—IV типов.

В целом же можно сказать, что все приведенные данные о температурах формирования пегматитов северной Карелии достаточно близки к цифрам, полученным различными методами по слюдяным пегматитам других районов (Никаноров, Михайлов, 1964, 1967; Макагон, 1968, 1971; Давиденко, 1968а).

3. Материал, изложенный в главах II и IV, свидетельствует о том, что типы пегматитов, выделяемые в пределах каждой фациальной группы, различаются не только качественным набором структурно-минеральных ассоциаций и породообразующих минералов, не только их количественным соотношением, но и химическим составом всех (исключая кварц) породообразующих минералов. Таким образом, если принять во внимание данные об относительном возрасте и пространственном взаиморасположении жил различных типов, принадлежащих одной и той же фациальной группе, то для всех без исключения месторождений региона можно установить, что в одинаковой геологической обстановке, в непосредственной близости друг к другу (первые десятки метров) залегают разновозрастные, одинаково ориентированные в пространстве пегматитовые жилы, резко различные по своему валовому химическому и минеральному составу. Забегая несколько вперед, можно сказать, что объяснение этой несомненно устанавливаемой закономерности в рамках представлений о магматической природе пегматитов кажется весьма затруднительным.

ГЛАВА V

ОРЕОЛЫ ПЕГМАТИТОВ

СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

Околожильным изменениям вмещающих пегматиты пород в последние годы уделяется все более серьезное внимание. С различной степенью детальности эти вопросы рассмотрены для северной Карелии В. Д. Никитиным (19526), И. Д. Рябчиковым и Б. А. Соловьевой (1961), М. Е. Салье (Шуркин и др., 1962), Г. П. Сафроновой (1968), А. С. Гришиным (Голод, Гришин, 1969), Г. М. Арутюновым (1969), А. Б. Наливкиным (1971), В. В. Гордиенко (1971), для Кольского полуострова — А. М. Колесниковой (1958), И. С. Макиевским (19626), А. С. Никаноровым и И. И. Михайловым (1969), для Мамского района — В. А. Дворкиным-Самарским и И. М. Козулиной (1960), И. Н. Тимофеевым (1960), А. В. Миловским (1962), В. А. Куфтыревой (Шмакин, Куфтырева, 1964; Шмакин, Макрыгина, 1969), Б. Е. Карским и Б. И. Зориным (1965), В. Е. Загорским и др. (1971). Интересный материал содержится также в фондовых работах (по северной Карелии — Н. П. Голочалов, Э. А. Поляк, В. И. Жданов, К. К. Судиславлев, В. Я. Волочаев, Л. Г. Смолина, В. В. Гордиенко и др., по Кольскому полуострову — О. П. Леонтьева, Б. Н. Ракицкий, Н. И. Семенова).

Наиболее детально изучены околожильные изменения на контакте слюдяных пегматитов. Сведения об ореолах слюдяно-керамических и керамических пегматитов известны лишь из одиночных работ. Многие авторы в качестве характерного явления отмечают перекристаллизацию гнейсов в околожильном ореоле с укрупнением зерен и катаклизом последних. На контакте слюдяных пегматитов в глиноземистых гнейсах северной Карелии фиксируется снижение содержаний кианита и граната вплоть до полного их исчезновения и возрастание количества биотита, отмечается новообразованный мусковит. Мощность зон измененных гнейсов достигает, по полученным ранее данным, 6—10 м.

Изменение химического состава гнейсов согласно ряду авторов незначительно (породы в ореолах несколько обогащаются калием и натрием и обедняются кальцием). Нередко устанавливается разнонаправленное изменение содержаний одних и тех же элементов в близких по составу породах на контакте с однотипными жилами. Отмечается также снижение основности плагиоклаза, увеличение железистости биотита и содержания альмандиновой и спессартиновой составляющих в гранате. Отчетливые вариации установлены и по микроэлементам: повышение содержания лития и рубидия (И. Д. Рябчиков и др., Г. П. Сафронова), а также бериллия (Г. П. Сафронова). Г. М. Арутюнов приходит к выводу, что наиболее информативным является уровень концентрации рассеянных элементов в биотите гнейсов: на контакте со слюдоносной частью жилы фиксируются повышенные (по сравнению с фоном) содержания бария, циркония, галлия и кальция, а на контакте с неслюдоносной частью жилы — пониженные содержания этих же элементов.

На основе большого материала В. В. Гордиенко и Б. В. Татарским (Гордиенко и др., 1971) показано, что изменение содержаний малых элементов в гнейсах и породообразующих минералах околожильного ореола нередко маскируется неоднородностью минерального состава пород. Как наиболее надежные показатели ореола этими авторами выделяется уровень концентрации редких щелочей, в первую очередь лития в биотите, а также повышенное содержание аксессуарных иттрия и иттербия в гранате.

В ореолах слюдяно-керамических жил северной Карелии минеральный состав биотитовых и эпидото-амфиболо-биотитовых гнейсов не изменяется (М. Е. Салье, Г. П. Сафронова). Отмечается лишь обратно пропорциональное отношение количества мусковита и биотита по отношению к количеству микроклина в биотитовых гнейсах, а также замещение роговой обманки биотитом. Химический состав гнейсов в этом случае изменяется незначительно. На контакте жил в биотитовых гнейсах установлено неравномерное, но четкое уменьшение содержания натрия, магния и увеличение содержания двухвалентного железа, а в эпидото-амфиболо-биотитовых гнейсах — увеличение содержания калия, а также натрия и трехвалентного железа и уменьшение содержания кальция, магния, двухвалентного железа. В биотитовых гнейсах околожильного ореола увеличивается основность плагиоклаза; состав эпидота, роговой обманки в эпидото-амфиболо-биотитовых гнейсах не изменяется, а в биотите увеличивается содержание трехвалентного железа и алюминия.

На контакте пегматитов, залегающих в амфиболитах, как установлено М. Е. Салье, роговая обманка амфиболитов вначале замещается биотитом, и в экзоконтакте биотитизированные амфиболиты переходят в кварц-биотитовую породу. По направлению к жиле в амфиболитах уменьшается основность плагиоклаза, возрастает железистость роговой обманки при увеличении содержания калия, трехвалентного железа и уменьшении содержания магния и двухвалентного железа.

Околожильные изменения слюдяных пегматитов Кольского полуострова в целом близки к изученным в северной Карелии, что обусловлено близостью минерального состава, текстурных и структурных особенностей вмещающих пород, а также пегматитовых жил (В. Д. Никитин, М. Е. Салье, А. М. Колесникова, С. И. Макиевский).

Для Мамского района петрография околожильных ореолов и распределение элементов-примесей в этих ореолах наиболее детально рассмотрены В. А. Макрыгиной. Рядом авторов (Б. М. Шмакин, Б. Е. Карский, В. А. Макрыгина) намечается соответствие стадий околожильных изменений пород стадиям пегматитового процесса. Нужно здесь подчеркнуть, что вследствие ряда специфических особенностей месторождений Мамских пегматитов околожильные ореолы их отличаются от ореолов пегматитов северной Карелии.

Как известно, для процесса пегматитообразования характерна высокая активность летучих компонентов. Последние проникали во вмещающие породы, изменяя их и образуя «ореолы пропаривания», характеризующиеся наличием газово-жидких включений. Изучению этих включений в минералах слюдяных пегматитов посвящены пока одиночные работы (Никаноров, Михайлов, 1964, 1967; Карский, Зорин, 1965; Макагон, 1968, 1971), к изучению газово-жидких включений в минералах метаморфических пород на контакте со слюдяными пегматитами и вдали от них приступили только в последние годы. Б. И. Зорин, А. В. Громов, Б. Е. Карский (1968) установили вокруг слюдяных пегматитов Мамского района «ореол пропаривания» мощностью 6—11 м висячем боку жил и 5—8 м — в лежащем. Взрываемость включений в минералах вмещающих пород в пределах ореолов превышает фоновую в 3—20 раз. Декрепитация

минералов вмещающих пород вблизи слюдоносных пегматитов начинается при 200°, в то время как около бесплодных — при 300—320°.

На основании данного краткого обзора публикаций представляется, что в плане дальнейших исследований остаются в настоящее время для северной Карелии актуальными следующие вопросы:

- а) изучение парагенезисов околосильных ореолов и их зональности;
- б) изучение «ореолов пропаривания».

Оба указанных вопроса могут быть поставлены отдельно для каждого из одиннадцати выделенных типов пегматитов;

в) сравнительная характеристика условий формирования ореолов для различных этапов пегматитогенеза;

г) изучение связей процессов образования ореолов пегматитов с процессами регионального метаморфизма пород беломорского комплекса.

В публикациях одного из авторов (Полин, 1970, 1971) рассмотрен ряд вопросов, касающихся околосильных изменений слюдяных пегматитов северной Карелии. Настоящая глава преследует цель рассмотрения поставленных вопросов на большем фактическом материале.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ, МИНЕРАЛОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Как указано в гл. I, главные петрографические разновидности пород, вмещающих пегматиты северной Карелии, подразделяются на три группы: глиноземистые плагиогнейсы, амфиболиты и амфиболсодержащие биотитовые плагиогнейсы и биотитовые микроклин-плагиоклазовые лейкократовые гнейсы и гранито-гнейсы.

Минеральный состав, структура и текстура этих пород детально описаны ранее (Шуркин и др., 1962 и др.).

Глиноземистые плагиогнейсы

Эта группа пород представлена двумя разновидностями: мелкозернистыми гранато-биотитовыми и крупнозернистыми дистено-гранато-биотитовыми гнейсами. Обе разновидности обычно согласно переслаиваются, в одиночных случаях отмечается пересечение маломощными пластами дистено-гранато-биотитовых гнейсов более мощных пластов и линз гранато-биотитовых гнейсов (Слюдоваракка, Зарубин, 1969). Для глиноземистых плагиогнейсов характерны следующие парагенезисы: $\text{Гр} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Кв}$; $\text{Ди} + \text{Гр} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Кв}$.

Из более поздних процессов для гранато-биотитовых гнейсов характерны биотитизация граната с отложением рудного (рис. 35, 35а) и кварц-дистенового агрегата (рис. 36), а также микроклинизация плагиоклаза (рис. 37). В измененных гнейсах дистен присутствует в виде мелких, но многочисленных кристаллов и макроскопически в породе не заметен. Каких-либо признаков одновременности вышеназванных процессов не отмечается.

Для дистено-гранато-биотитовых гнейсов характерна мусковитизация дистена (рис. 38), в результате чего образуются мусковито-гранато-биотитовые гнейсы с парагенезисом $\text{Му} + \text{Гр} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Кв}$.

Химический состав трех разновидностей глиноземистых плагиогнейсов в целом близок (табл. 25, рис. 61). Отмечается лишь некоторое увеличение содержания калия от гранато-биотитовых гнейсов к дистено-гранато-биотитовым и далее к мусковито-гранато-биотитовым гнейсам.

Биотит в глиноземистых гнейсах распространен в виде таблитчатых чешуек. Он плеохроирует от светло-коричневого до бурого, схема

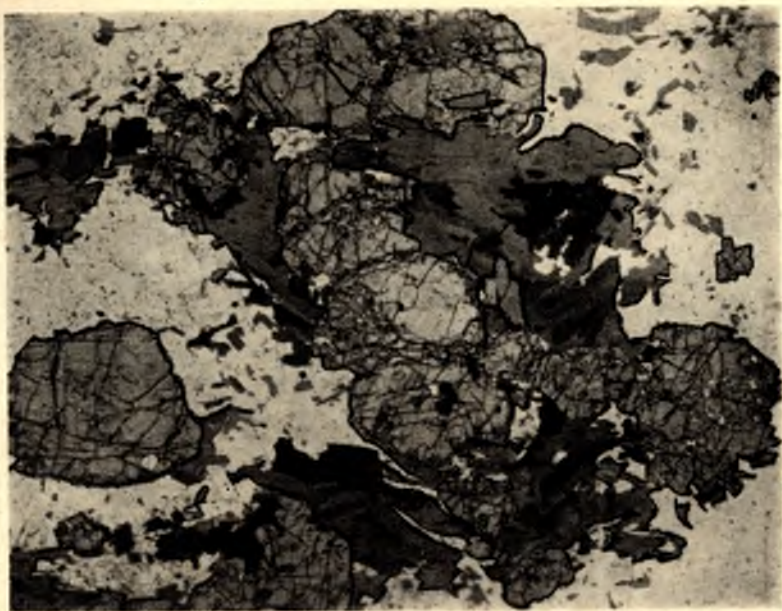


Рис. 35. Замещение граната биотитом в гранато-биотитовом гнейсе.
Шл. 369, ув. 30.

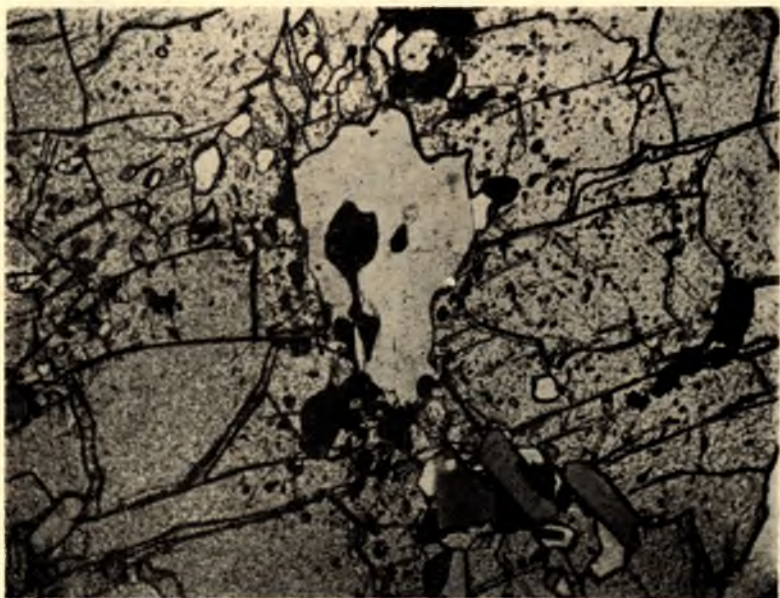


Рис. 35а. Замещение граната биотитом с отложением рудного минерала
в гранато-биотитовом гнейсе. Шл. 369, ув. 50.

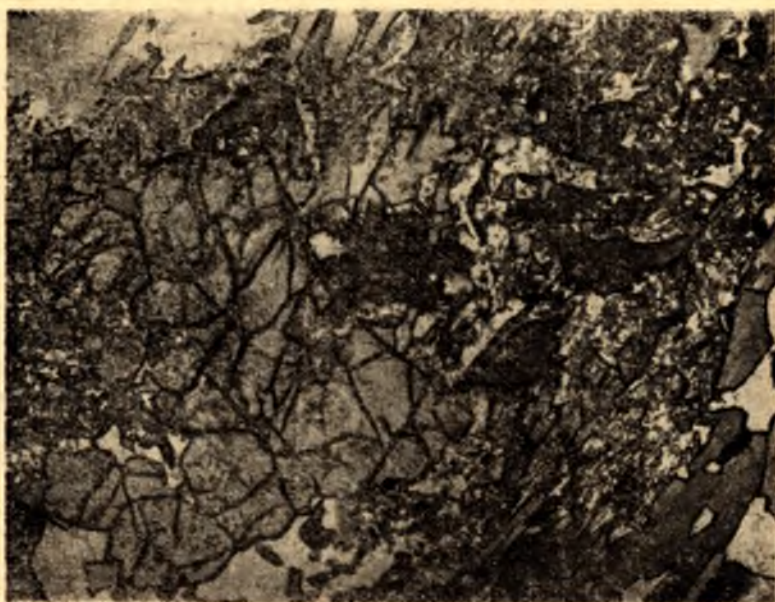


Рис. 36. Замещение граната биотитом, дистеном и кварцем в гранато-биотитовом гнейсе. Шл. 370, ув. 50.



Рис. 37. Замещение плагиоклаза микроклином в гранато-биотитовом гнейсе. Шл. 1258, ув. 50.

адсорбции прямая. $Ng' = 1,622—1,635$; удельный вес $= 3,03—0,06$ г/см³. По химическому составу биотит относится к истонит-сидерофиллитовой серии (табл. 26, 27, рис. 39). Биотит гранато-биотитовых гнейсов ($F = 32—38\%$, $i = 24—32\%$, $f_0 = 17—27\%$, $Al_{IV} = 31—34\%$, $Al_{VI} = 12—19\%$) характеризуется несколько меньшей железистостью по сравнению с биотитом дисте-



Рис. 38. Замещение дистена мусковитом в дистено-гранато-биотитовом гнейсе. Шл. 146, ув. 50.

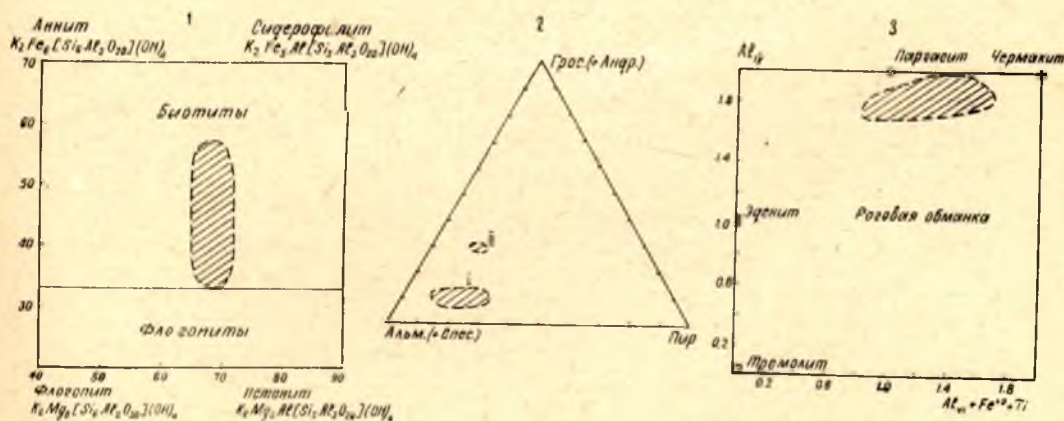


Рис. 39. Состав биотита, граната и роговой обманки в породах пегматитовых месторождений

1] — поле гранатов глиноземистых гнейсов. 2]] — поле гранатов амфиболитов.

но-гранато-биотитовых гнейсов ($F = 40—45\%$, $i = 34—43\%$, $f_0 = 5—42\%$, $Al_{IV} = 30—33\%$, $Al_{VI} = 11—19\%$) и мусковит-гранато-биотитовых гнейсов ($F = 43—44\%$, $i = 29—39\%$, $f_0 = 18—47\%$, $Al_{IV} = 31—33\%$, $Al_{VI} = 13—16\%$).

Гранат в глиноземистых гнейсах распространен в виде округлых, реже неправильной формы зерен малинового, изредка светло-вишневого цвета. Зерна граната, как правило, переполнены включениями кварца

и рудного минерала $N=1,793-1,803$, удельный вес $=4,13-4,25$ г/см³. По химическому составу гранат относится к группе пиральспитов с незначительной примесью андрадитовой и гроссуляровой составляющих (табл. 28, 29, рис. 39). Гранат из гранато-биотитовых гнейсов (Альм. = 62—66%, Пир. = 20—30%, Спес. = 1—2%, Грос. = 2—16%, Андр. = 0,5—5%) характеризуется более высокими содержаниями пироповой и более низкими содержаниями альмандиновой и спессартиновой составляющих по сравнению с гранатом из дистено-гранато-биотитовых гнейсов (Альм. = 70—73%, Пир. = 16—19%, Спес. = 2—4%, Грос. = 2—6%, Андр. = 1—6%). Еще более высокие содержания альмандиновой и спессартиновой и более низкие содержания пироповой составляющих фиксируются в гранате мусковито-гранато-биотитового гнейса (Альм. = 70—77%, Пир. = 12—16%, Спес. = 2—7%, Грос. = 0—9%, Андр. = 0—8%). Параметр решетки граната гранато-биотитовых гнейсов (11,514—11,517 Å) меньше по сравнению с гранатом дистено-гранато-биотитовых (11,541—11,544 Å) и мусковито-гранато-биотитовых (до 11,547 Å) гнейсов (табл. 28а).

Характерно, что состав биотита и граната из интенсивно измененных гранато-биотитовых гнейсов (обр. 155, 159) близок составу биотита и граната дистено-гранато-биотитовых гнейсов.

Анализ корреляционных связей между петрогенными элементами в гранате и биотите глиноземистых гнейсов (табл. 21) указывает на высокую степень изоморфизма: $Fe^{+2} \rightarrow Mg$; $Mn \rightarrow Mg$; $(Fe, Mn, Mg) \rightarrow Al_{VI}$.

Таблица 21

Коэффициенты парной корреляции между петрогенными элементами в биотитах и гранатах глиноземистых гнейсов (число анализов — 31, значимые при 5%-ном уровне величины подчеркнуты)

Биотит

Окислы	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	Al _{VI}	Al _{IV}
TiO ₂	0,337	—0,258	0,353	—0,087	0,029	0,286
Fe ₂ O ₃	—	<u>—0,714</u>	0,281	—0,219	—0,090	<u>0,549</u>
FeO	—	—	0,120	<u>—0,416</u>	0,239	—0,272
MnO	—	—	—	<u>—0,504</u>	0,180	<u>0,506</u>
MgO	—	—	—	—	<u>—0,485</u>	—0,025
Al _{VI}	—	—	—	—	—	—0,244

Гранат

Окислы	FeO	MnO	MgO	CaO
Fe ₂ O ₃	—0,110	0,348	—0,405	0,186
FeO	—	<u>0,587</u>	<u>—0,624</u>	<u>—0,480</u>
MnO	—	—	<u>—0,781</u>	—0,180
MgO	—	—	—	0,092

Плаггиоклаз в глиноземистых гнейсах представлен гипидиоморфными и ксеноморфными зернами. Сдвойникован в основном по периклиновому и альбитовому законам. Плаггиоклаз гранато-биотитовых гнейсов

(№ 28—35) в целом несколько более основной по сравнению с плагиоклазом дистено-гранато-биотитовых (№ 27—30) и мусковито-гранато-биотитовых (№ 26—28) гнейсов.

Амфиболиты и амфиболсодержащие биотитовые плагиогнейсы

Эта группа пород представлена плагиоклазовыми, гранатовыми и биотитовыми амфиболитами, роговообманково-биотитовыми и биотито-роговообманковыми плагиогнейсами. Эти гнейсы согласно переслаиваются как друг с другом, так и с линзовидными и пластообразными телами амфиболитов. Парагенезис амфиболитов $\text{Гр} + \text{Ро} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Кв}$. Для роговообманковых гнейсов характерен парагенезис $\text{Ро} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Кв}$.

Роговая обманка амфиболитов и роговообманковых гнейсов распространена в виде зерен таблитчатой или короткостолбчатой формы зеленого цвета. Плеохроирует от сине-зеленого (Ng) до желто-зеленого (Np), схема адсорбции $\text{Ng} = \text{Nm} > \text{Np}$, угол с $\text{Ng} = 13-19^\circ$, угол $2V = 65-84^\circ$, $\text{Ng}-\text{Np} = 0,020-0,022$. По химическому составу это обыкновенная роговая обманка (табл. 34, 35, рис. 39) ($F = 36-55\%$, $f = 33-49\%$, $f_0 = 12-24\%$, $\text{Al}_{\text{VI}} = 8-22\%$, $\text{Al}_{\text{IV}} = 22-23\%$).

Биотит амфиболитов и роговообманковых гнейсов встречается в виде табличек, плеохроирующих в зелено-бурых тонах по Ng . $\text{Ng}' = 1,622-1,654$. По химическому составу (табл. 34, 35, рис. 39) биотит относится к истонит-сидерофиллитовой серии ($F = 35-56\%$, $f = 31-52\%$, $f_0 = 15-17\%$, $\text{Al}_{\text{IV}} = 32-34\%$, $\text{Al}_{\text{VI}} = 8-18\%$).

Гранат амфиболитов распространен в виде округлых или неправильной формы зерен, которые почти всегда переполнены мельчайшими включениями биотита, кварца и плагиоклаза. По химическому составу (табл. 34, рис. 39) гранат относится к группе пиральспитов с высоким содержанием гроссуляровой составляющей (Альм. = 49% , Пир. = $11-17\%$, Спес. = $3-4\%$, Грос. = $28-33\%$, Андр. = $2-3\%$).

Плагиоклаз амфиболитов и роговообманковых гнейсов, как правило, интенсивно серицитизирован. Сдвойникован по альбитовому и периклиновому законам. Состав плагиоклаза обычно № 30—40, изредка встречаются плагиоклазы № 55—60.

Биотитовые микроклин-плагиоклазовые гнейсы и гранито-гнейсы

Эти породы согласно переслаиваются с гнейсами различного состава и амфиболитами. Для них характерен парагенезис $\text{Би} + \text{Ми} + \text{Пл} + \text{Кв}$.

Биотит распространен обычно равномерно. Плеохроирует в бурых (Ng) до зеленого тонах. $\text{Ng}' = 1,643-1,674$, $F = 50-60\%$, $\text{Al}_{\text{IV}} = 28-31\%$, $\text{Al}_{\text{VI}} = 8-17\%$.

Плагиоклаз сдвойникован по альбитовому, реже периклиновому закону, состав его колеблется в пределах № 15—25.

Микроклин представлен зернами трех разновидностей: идиоморфными разного размера, образующими с кварцем и плагиоклазом участки панидиоморфнозернистых структур, ксеноморфными «лапчатыми» мелкими, развивающимися в межзерновых пространствах других минералов, и порфиробластами гипидиоморфного облика.

Условия метаморфизма

Вопросы метаморфизма пород Беломорья освещались в работах Н. Г. Судовикова (1939, 1955), Л. А. Косого (1936), Ю. С. Неуструева

(1938), В. И. Лебедева (1955), В. В. Жданова (1959), К. А. Шуркина (1962), М. М. Стенаря (1969), О. И. Володичева (1969), В. А. Глебовицкого и др. (1971), А. С. Богданова, Ю. Б. Воинова (1971). Устанавливается, что породы Беломорья в целом метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и гранитизированы. Фиксируются реликты гранулитов, отражающих древнейший этап эволюции Беломорья.

Парагенезисы вмещающих пегматиты Чупино-Лоухского района пород характеризуются отсутствием индекс-минералов за исключением одиночных находок гиперстена (Горлов, 1967) и ставролита (Нагайцев, Лебедев, 1971).

В последние годы в советской и зарубежной петрологической литературе много внимания уделяется выявлению закономерностей изменения состава породообразующих минералов в процессе регионального метаморфизма (Miyashiro, 1953; Коржинский, 1957; Лебедев, 1959, 1964, 1966; Великославинский, 1960; Великославинский, Казаков, Соколов, 1963, 1965б; Маракушев, 1961, 1965; Sturt, 1962; Frost, 1962; Никитина, 1965; Другова, Глебовицкий, 1965; Судовиков и др., 1964, 1965; Лутц, 1964; Кориковский, 1967; Жданов, 1971 и др.). Одной из главных задач при этом является установление критериев для характеристики степени метаморфизма пород, особенно пород, не имеющих в парагенезисе индекс-минералов. К настоящему времени установлено, что состав породообразующих минералов в метаморфических породах обусловлен двумя основными причинами: степенью метаморфизма и составом породы. Степень влияния обеих причин различна. Как правило, при высокой степени метаморфизма связь составов породообразующих минералов с составом породы слаба.

Следует подчеркнуть, что в задачи настоящей работы не входит широкое изучение условий метаморфизма пород беломорской серии. Процессы прогрессивного этапа метаморфизма рассматриваются здесь лишь постольку, поскольку они непосредственно предшествуют процессам, протекающим в околожильных ореолах пегматитов. В соответствии с этим излагаемый ниже материал касается также лишь пород, развитых в пределах наиболее разведанных месторождений пегматитов северной Карелии, т. е. относительно ограниченных площадей.

В последние годы В. С. Соболевым и др. (1970) предложена новая схема фаций контактового и регионального метаморфизма. Однако, учитывая, что все известные диаграммы составов породообразующих минералов в метаморфических породах привязаны к более ранним схемам, мы в данной работе используем схему фаций метаморфизма Тернера и Ферхугена (1961).

Глиноземистые гнейсы

Многочисленные наблюдения за взаимоотношением разновидностей глиноземистых гнейсов заставляют прийти к выводу о различной природе гнейсов. Основная масса дистено-гранато-биотитовых гнейсов, слагающих мощные выдержанные и весьма протяженные пласты, залегающие везде согласно с другими породами, сформировались, как и гранато-биотитовые гнейсы, в результате прогрессивного регионального метаморфизма высокоглиноземистых осадков с несколько различным соотношением Al_2O_3 и $(Fe, Mg)O$ (рис. 40).

Однако в ряде случаев отмечаются явления образования дистено-гранато-биотитовых гнейсов за счет гранато-биотитовых, о чем свидетельствует, в частности, характер структурных взаимоотношений этих разновидностей пород (Зарубин, 1969). Мусковито-гранато-биотитовые гнейсы формируются за счет дистено-гранато-биотитовых, распростране-

ны участками, зонами и наиболее отчетливо устанавливаются во внешних зонах околожильных ореолов.

Таким образом, на основе изучения взаимоотношений всех разновидностей глиноземистых гнейсов Чупино-Лоухского района, а также породообразующих минералов в шлифах устанавливается, что преобразование этих пород шло в следующем направлении: 1. $\text{Ди} + \text{Гр}_{19}^3 + \text{Би}_{43}^6 + \text{Пл}_{30} + \text{Кв} \rightleftharpoons \text{Му} + \text{Гр}_{13}^7 [\pm \text{Би}_{44}^{10}] + \text{Пл}_{26} + \text{Кв}$; 2. $\text{Гр}_{25} + \text{Би}_{36}^3 + \text{Пл}_{30} + \text{Кв} \rightarrow \text{Ди} + \text{Гр}_{19}^3 + \text{Би}_{43}^6 [\pm \text{Пл}_{30}] + \text{Кв} \rightarrow \text{Му} + \text{Гр}_{13}^7 [\pm \text{Би}_{44}^{10}] + \text{Пл}_{26} + \text{Кв}$. (Коэффициенты при гранате внизу — содержание пироповой, ввер-

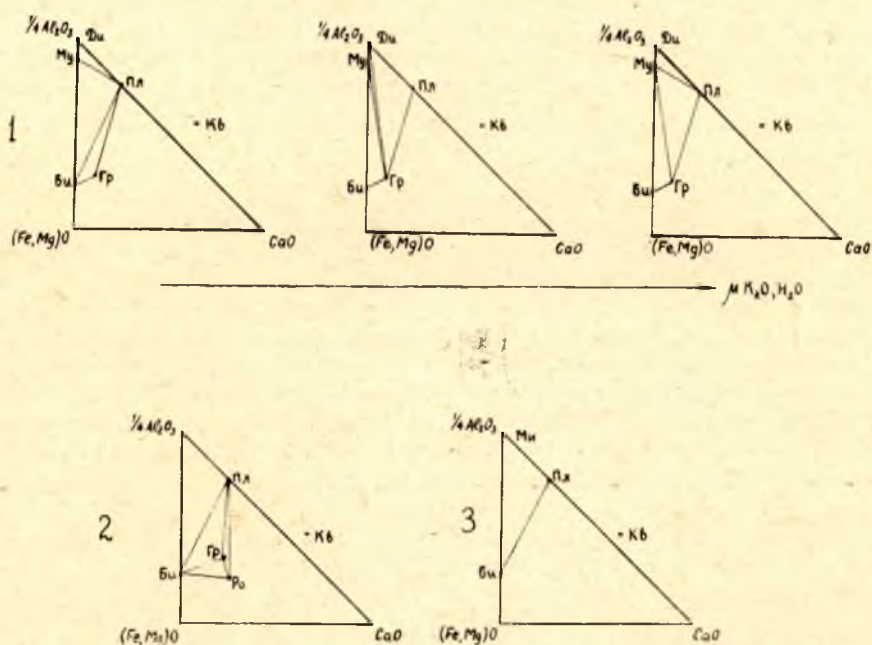


Рис. 40. Парагенезисы глиноземистых плагиогнейсов (1), амфиболитов и биотито-роговообманковых плагиогнейсов (2), биотитовых микроклино-плагиоклазовых гнейсов (3).

ху — содержание спессартиновой составляющих; при биотите внизу — железистость, вверху — марганцевистость).

Анализ зависимости состава граната и биотита глиноземистых гнейсов от состава породы (табл. 22) указывает на слабую связь железистости граната с железистостью породы, железистости биотита с избыточным глиноземом породы, титанистости биотита с титанистостью породы. Однако уже при 1%-ном уровне значимости все установленные связи оказываются незначимыми.

Слабая связь между составом минералов и составом породы определяет возможность характеристики степени метаморфизма глиноземистых гнейсов по составам граната и биотита. Характер изоморфизма в составе этих минералов позволяет выделить соответствующие диаграммы зависимости составов граната и биотита от степени метаморфизма.

На диаграммах гранатов Г. М. Друговой, В. А. Глебовицкого (1965), Д. А. Великославинского (1965), а также на диаграмме биотитов Г. М. Друговой, В. А. Глебовицкого (1965) фигуративные точки гранатов и биотитов трех разновидностей глиноземистых гнейсов составляют отчетливо обособленные поля (рис. 60). Именно эти диаграммы применимы

Таблица 22

Коэффициенты частной корреляции между петрогенными элементами
глиноземистых гнейсов, граната и биотита (число анализов — 41,
значимые при 5%-ном уровне величины подчеркнуты)

Порода \ Минерал	Гр	MnO _{гр}	F _{би}	TiO _{2би}	Al _{VI би}
F	0,470	0,126	0,352	0,200	—0,183
fo	0,084	0,086	—0,067	—0,151	—0,076
TiO ₂	—0,179	—0,169	—0,051	<u>0,432</u>	—0,286
MnO	<u>0,432</u>	0,183	0,353	0,377	—0,071
CaO	—0,100	—0,055	—0,036	—0,206	—0,247
K ₂ O	0,146	0,099	0,053	0,026	—0,350
Al'	<u>—0,426</u>	—0,074	<u>—0,525</u>	0,286	—0,029

для нашего случая, т. к. используют наиболее выраженный изоморфизм железо — магний. На приведенных диаграммах точки гранатов и биотитов гранато-биотитовых гнейсов располагаются в поле гранулитовой фации, гранатов и биотитов дистено-гранато-биотитовых гнейсов — в средней части поля амфиболитовой фации, а гранатов и биотитов мусковито-гранато-биотитовых гнейсов — в низкотемпературной области поля амфиболитовой фации (вблизи границы амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации). Гранаты и биотиты измененных гранато-биотитовых гнейсов, являющихся переходными между гранато-биотитовыми и дистено-гранато-биотитовыми гнейсами занимают область в высокотемпературной части поля амфиболитовой фации. Обращает на себя внимание, что отдельные биотиты и гранаты дистено-гранато-биотитовых гнейсов попадают в поле гранулитовой фации.

Как видно на рис. 60, характеристика степени метаморфизма глиноземистых гнейсов с использованием диаграмм Г. М. Друговой, В. А. Глебовицкого удовлетворительно совпадают как по гранату, так и по биотиту. На диаграмме пиральспитов Д. А. Великославинского при сохранении относительного положения полей, все они оказались сдвинутыми в более низкотемпературную область. Учитывая, что первые данные получены по двум минералам, представляется рациональным для глиноземистых гнейсов северной Карелии произвести смещение границы гранулитовой и амфиболитовой фаций в поле амфиболитовой фации на диаграмме пиральспитов Д. А. Великославинского (рис. 60).

В табл. 23 приведены коэффициенты корреляции ряда показателей химического состава сосуществующих биотита и граната.

Таблица 23

Коэффициенты частной корреляции между показателями составов
сосуществующих граната и биотита глиноземистых гнейсов (число анализов — 41,
значимые при 5%-ном уровне величины подчеркнуты)

Гранат \ Биотит	F	TiO ₂	MnO	Al _{VI}	K ₂ O
F	<u>0,721</u>	0,056	0,025	—0,274	—0,017
MnO	<u>0,562</u>	0,143	0,381	0,308	—0,032
CaO	—0,062	0,368	—0,227	—0,020	—0,091

Наибольший интерес представляет сильная положительная связь железистостей обоих минералов. Представляется, что установленная закономерность ставит под сомнение возможность применения биотит-гранатового геотермометра Л. Л. Перчука (1970) для изученных ассоциаций, поскольку в данном случае не происходит встречного перераспределения железа и магния в биотите и гранате. Поэтому в качестве наиболее надежных в нашем случае представляются данные относительной термометрии, полученные на основе рассмотренных выше диаграмм составов граната и биотита.

Используя полученные данные о принадлежности рассматриваемых ассоциаций к различным фациям метаморфизма и привлекая в качестве основы последние РТ-схемы метаморфических фаций (Пугин, Хитаров, 1968; Винклер, 1969; Соболев и др., 1970; Перчук, 1970), представляется возможным дать характеристику температур формирования парагенезисов глиноземистых гнейсов (табл. 24).

Таблица 24

Температура формирования глиноземистых гнейсов, °С

Порода	Гр+Би+ +Пл+Кв	Ди+Гр+Би+ +Пл+Кв	Му+Гр+Би+ +Пл+Кв
Метод определения			
На основе диаграмм составов Би и Гр и РТ-схем метаморфических фаций	730—780	600—740	500—610
Би—Гр термометр Л. Л. Перчука	540—660	520—620	480—560

Таким образом, устанавливается, что преобразование $\text{Гр} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Кв} \rightarrow \text{Ди} + \text{Гр} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Кв} \rightarrow \text{Му} + \text{Гр} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Кв}$ идет на фоне направленного снижения температуры.

Присутствие в парагенезисе дистена при знании температурного интервала позволяет определить величину минимального давления. Согласно РТ-диаграммам В. С. Соболева (1961) и Н. И. Хитарова (Хитаров и др., 1963) это давление при формировании дистено-гранато-биотитовых гнейсов было, видимо, близко 11—12 килобарам. Суждение о характере изменения давления при формировании парагенезисов глиноземистых гнейсов может быть высказано исходя из изменения параметра решетки граната (a_0) (Щербина, 1967). Увеличение последней величины (табл. 28а) в направлении: гранато-биотитовый гнейс \rightarrow дистено-гранато-биотитовый гнейс \rightarrow мусковито-гранато-биотитовый гнейс может быть использовано как свидетельство снижения давления в том же направлении.

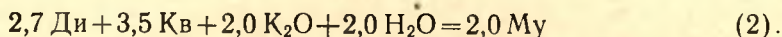
Смена парагенезисов в установленном ряду преобразования глиноземистых гнейсов описывается двумя реакциями. Переход от первого парагенезиса ко второму происходит по реакции: $8,4 \text{ Гр} + 3,8 \text{ К}_2\text{О} + 8,2 \text{ Н}_2\text{О} = 4,8 \text{ Би} + 4,3 \text{ Ди} + 10,4 \text{ Кв} + 3,4 \text{ Мт}$ (сульфид) (1).

В результате формируется порода, по минеральному составу отвечающая дистено-гранато-биотитовому гнейсу. Если процесс проявлен слабо, то измененные гнейсы остаются визуально похожими на гранато-биотитовые (дистен выделяется в виде многочисленных, но мелких кристаллов). В случае интенсивного развития процесса измененная порода перекристаллизуется с укрупнением зерен и становится типичным крупнозернистым дистено-гранато-биотитовым гнейсом.

Следует отметить, что явления замещения граната биотитом, дистеном и кварцем ранее описывались (Жданов, 1959; Кориковский, 1967

и др.) для метасоматической фации кислотного выщелачивания после-магматических процессов.

Преобразованию дистено-гранато-биотитового гнейса в мусковито-гранато-биотитовый соответствует реакция:



Из переходных реакций очевидно, что описанный процесс протекает на фоне повышающейся активности калия и воды.

Общая схема парагенезисов глиноземистых гнейсов имеет следующий вид:

Зон	Порода	Парагенезис	Виртуальные инертные компоненты	В поле подвижные компоненты	Правило фаз
1	Гранато-биотитовый гнейс	$\text{Гр}_{26}^1 + \text{Би}_{36}^3 + \text{Пл}_{33} + \text{Кв}$	Si, Al (Fe, Mg) Ca	$\text{H}_2\text{O}, \text{CO}_2, \text{K}, \text{Na}$	$\Phi = \text{K}$
2	Дистено-гранато-биотитовый гнейс	$\text{Ди} + \text{Гр}_{19}^3 + \text{Би}_{43}^6 + \text{Пл}_{30} + \text{Кв}$	Si, Al (Fe, Mg) Ca	$\text{H}_2\text{O}, \text{CO}_2, \text{K}, \text{Na}$	$\Phi = \text{K} + 1$
3	Дистено-гранато-биотитовый гнейс (вторичный)	$\text{Ди} + \text{Гр}_{19}^3 + \text{Би}_{43}^6 + [\pm \text{Пл}_{30}] + \text{Кв}$	Al (Fe, Mg) Ca	$\text{H}_2\text{O}, \text{CO}_2, \text{K}, \text{Na}, \text{Si}$	$\Phi = \text{K} + 1$
4	Мусковито-гранато-биотитовый гнейс	$\text{Му} + \text{Гр}_{13}^7 [\pm \text{Би}_{44}^{10}] + \text{Пл}_{28} + \text{Кв}$	Al (Fe, Mg) Ca	$\text{H}_2\text{O}, \text{CO}_2, \text{K}, \text{Na}, \text{Si}$	$\Phi = \text{K} + 1$

При этом титан и марганец являются инертными компонентами-примесями, а трехвалентное железо — инертным обособленным компонентом. В случае метасоматических дистено-гранато-биотитовых и мусковито-гранато-биотитовых гнейсов кремний рассматривается как вполне подвижный избыточный компонент.

Правило фаз для гранато-биотитовых гнейсов (магматическая система) соответствует геологическому материалу (тесная пространственная связь мигматизации и гранитизации с гранато-биотитовыми гнейсами, высокая степень метаморфизма этих пород).

Таким образом, преобразование глиноземистых гнейсов в ряду $\text{Гр} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Кв} \rightarrow \text{Ди} + \text{Гр} + \text{Би} [\pm \text{Пл} +] \text{Кв} \rightarrow \text{Му} + \text{Гр} [\pm \text{Би}] + \text{Пл} + \text{Кв}$ происходит на фоне снижения степени метаморфизма (уменьшения температуры и давления) и повышения активности воды и калия при постоянном числе фаз и виртуальных инертных компонентов.

Видно, что в данном случае температура и потенциал воды выступают как взаимосвязанные величины (Маракушев, 1965).

Изложенный материал приводит к выводу о том, что парагенезисы глиноземистых гнейсов представляют собой метасоматические фации, различающиеся по величинам Т, Р и потенциалов воды и калия.

Амфиболиты и биотито-роговообманковые плагиогнейсы

На основе изучения взаимоотношений амфиболитов и биотито-роговообманковых гнейсов, а также породообразующих минералов в шлифах устанавливается, что наиболее ранними в этой группе пород являются биотитовые амфиболиты. Изредка в телах биотитовых амфиболитов от-

мечаются участки и зоны, обогащенные гранатом. Постепенные переходы амфиболитов в пласты биотито-роговообманковых плагиогнейсов, факты пересечения тел амфиболитов жилами лейкократового материала биотито-роговообманковых гнейсов, а также нередко разъеденный характер границ амфиболитов и лейкократового материала свидетельствуют в пользу того, что биотито-роговообманковые гнейсы сформировались в результате мигматизации и гранитизации амфиболитов, в ряде случаев с метасоматозом.

Составы роговой обманки на диаграмме В. В. Закруткина (1968), биотита и граната на диаграммах Г. М. Друговой и В. А. Глебовицкого (1965) свидетельствуют о том, что амфиболиты и роговообманково-биотитовые плагиогнейсы метаморфизованы в условиях высокотемпературной области амфиболитовой фации (рис. 62).

Биотитовые микроклин-плагиоклазовые гнейсы и гранито-гнейсы

При оценке условий формирования биотитовых микроклин-плагиоклазовых лейкократовых гнейсов и гранито-гнейсов следует обратить внимание на согласное залегание и тесное переслаивание их с породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, близость состава гранитоидов к составу тройной эвтектики, геохимическую близость (по петрогенным и малым элементам) к метатекту мигматитов по глиноземистым гнейсам и амфиболитам.

Учитывая указанные черты рассматриваемых пород, представляется возможным вслед предыдущим исследователям (Шуркин и др., 1962) связывать их происхождение с процессами палингенеза в условиях амфиболитовой и, частично, гранулитовой фаций метаморфизма.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОРЕОЛОВ

Изменения вмещающих пегматиты пород изучены на месторождениях Тэдино, Малиновая Варакка и Хетоламбино. Полученный материал позволяет осветить вопросы, связанные с изменением всех разновидностей пород на контакте с пегматитами всех фациальных групп и типов.

Полевое изучение околожильных ореолов включает в себя наблюдения изменения минерального состава, текстурных и структурных особенностей вмещающих пород на контакте жил и отбор образцов по разрезам через жилы с удалением от последних на расстояние, превышающее на 20—30 м ширину видимого ореола. Разрезы располагались вкрест простирания в различных частях жил по падению и простиранию с обязательным пересечением «высшего» рода (см. гл. II и III). Вблизи жил (до 5—7 м) шаг опробования определялся видимой шириной развитых зон и в среднем не превышал одного метра. За пределами видимого ореола расстояние между пробами увеличивалось до двух и более метров.

Слюдяные пегматиты (1 фак. гр.)

Фактический материал настоящего раздела составляют полевые наблюдения, описание шлифов (200 шл.), а также полные силикатные анализы гнейсов (35 ан.), биотитов (35 ан.), гранатов (27 ан.) и полевошпатовой фракции (22 ан.). Кроме этого, использованы анализы граната и биотита (5-M16, 6-M17, 7-M26, 8-M27, 11-C23, 12-C24), заимствованные у Г. П. Сафроновой (1968), а также химические анализы граната и биотита (424-M14, 433-M15, 434-M18, 436-M19, 438-M20, 535-M21, 445-M22, 444-M23, 442-M24, 441-M25), любезно предоставленные А. С. Гришиным. Все вышеперечисленные анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии Карельского филиала АН СССР.

Как указывалось ранее, слюдяные пегматиты приурочены к глиноземистым гнейсам.

На контакте жил I типа (рис. 41, 42) (Тэдино, жилы 4, 17, 56, 57, 89, 93, 96; Малиновая Варакка, жилы 64, 64а) минеральный состав гранато-биотитовых и дистено-гранато-биотитовых гнейсов не изменяется, изредка отмечается незначительная мусковитизация гнейсов в экзоконтакте.

Близ жил II типа (рис. 41, 42) развивается ореол, характеризующийся следующей зональностью (по направлению к жиле): 1) неизменные гранато-биотитовые гнейсы, 2) дистено-гранато-биотитовые гней-

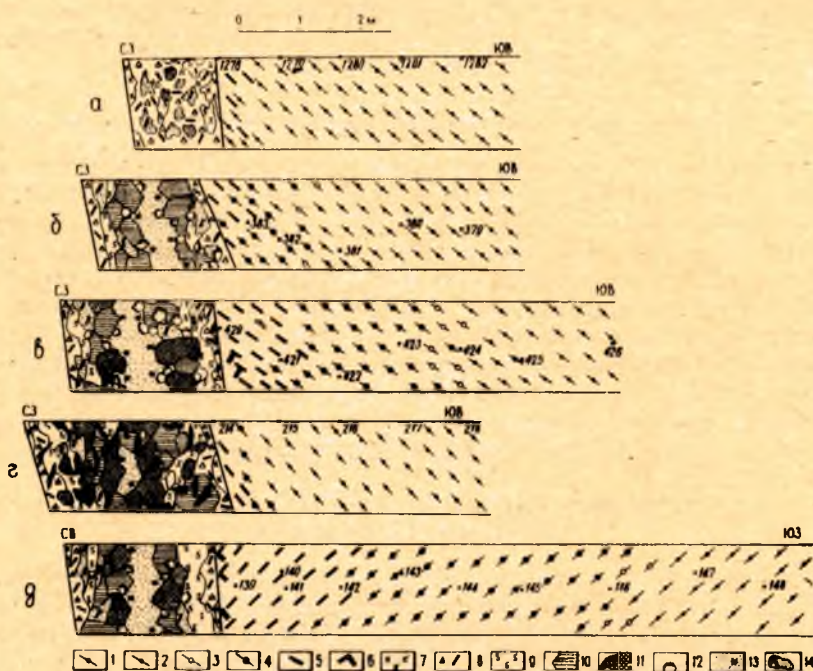


Рис. 41. Поперечные разрезы на контакте жил месторождения Тэдино:

а — жилы 56, б — жилы 154а, в — жилы 186, г — жилы 26. д — жилы 164. 1 — гранато-биотитовый гнейс, 2—3 — дистено-гранато-биотитовый гнейс, 4 — мусковито-гранато-биотитовый гнейс, 5 — мусковито-биотитовый гнейс, 6 — мусковито-биотитовый слюдит, 7 — пегматит ортотектитовой структуры, 8 — пегматит неяснографической структуры, 9 — пегматит апографической структуры, 10 — плагиоклазовый пегматит пегматоидной и блоковой структур, 11 — микроклиновый пегматит пегматоидной и блоковой структур с широколистоватым и лейстовым биотитом, 12 — кристаллы мусковита, 13 — блоковый кварц, 14 — кварц-мусковитовый комплекс.

сы, 3) мусковито-гранато-биотитовые гнейсы, 4) мусковито-биотитовые гнейсы, 5) мусковито-биотитовый слюдит. По направлению к жиле увеличивается размер зерен породы. Измененные гнейсы отмечаются на расстоянии от жилы до 2—3 м. Для жил, залегающих в дистено-гранато-биотитовых гнейсах, фронтальной зоне отвечает вторая зона вышеописанной зональности.

Указанная зональность с полным набором зон характерна лишь для наиболее крупных жил II типа с промышленным ослюдением (Тэдино, жилы 31, 54; Малиновая Варакка, жилы 152, 132, 141). В других случаях (Тэдино, жилы 9, 11, 13, 94, 154а) число зон и их мощность существенно сокращаются, в связи с чем отчетливо выраженными оказываются лишь явления биотитизации граната и мусковитизации плагиоклаза и биотита, не приводящие к полному исчезновению замещаемых минералов.

В ореоле пегматитов III типа (рис. 41, 42) (Тэдино, жилы 7, 7а, 27, 28, 172, 186, 164, 109, 32; Малиновая Варакка, жила 154) гнейсы изменены более интенсивно. Околожильный ореол имеет мощность до 6—8 м и характеризуется зональностью близкой к таковой для ореолов близ наиболее крупных жил II типа с промышленным ослоуждением. Во внутренних зонах ореолов ряда наиболее вскрытых жил III типа (Тэдино, жила 7) широкое развитие получает мусковито-биотитовый слюдит. Непосредственно вдоль зальбандов в виде небольших редких участков появляется кварц-мусковитовый комплекс.

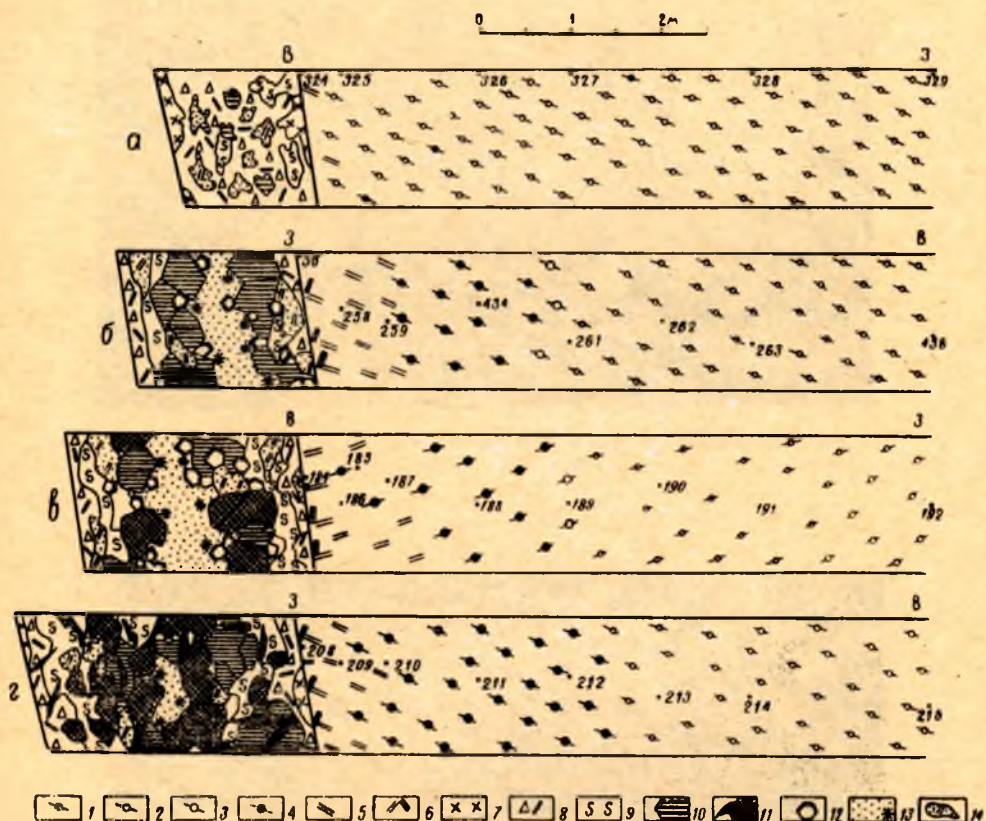


Рис. 42. Поперечные разрезы на контакте жил месторождения Малиновая Варакка:

а — жилы 64, б — жилы 152, в — жилы 154, г — жилы 183. Усл. обозн. см. на рис. 41.

Ореолы жил IV типа (рис. 41, 42) (Тэдино, жилы 1, 2, 26, 6, 66; Малиновая Варакка, жила 11—39) выражены слабо. Иногда фиксируется маломощная зона изменения (мощн. до 0,3 м), характеризующаяся, однако, полноразвитой зональностью, аналогичной вышеописанной. Чаше всего эти зоны имеют участковое расположение в экзоконтакте жил. В одиночных случаях, когда жилы IV типа несут промышленное ослоуждение (Малиновая Варакка, жилы 183, 154а), их ореолы становятся близкими по мощности и характеру зональности ореолам жил II—III типов.

Таким образом, полевые данные и наблюдения в шлифах показали существование вокруг пегматитовых жил II, III и IV типов отчетливо



Рис. 43. Замещение граната альбитом, плагиоклазом и биотитом.
Шл. 421, ув. 50.

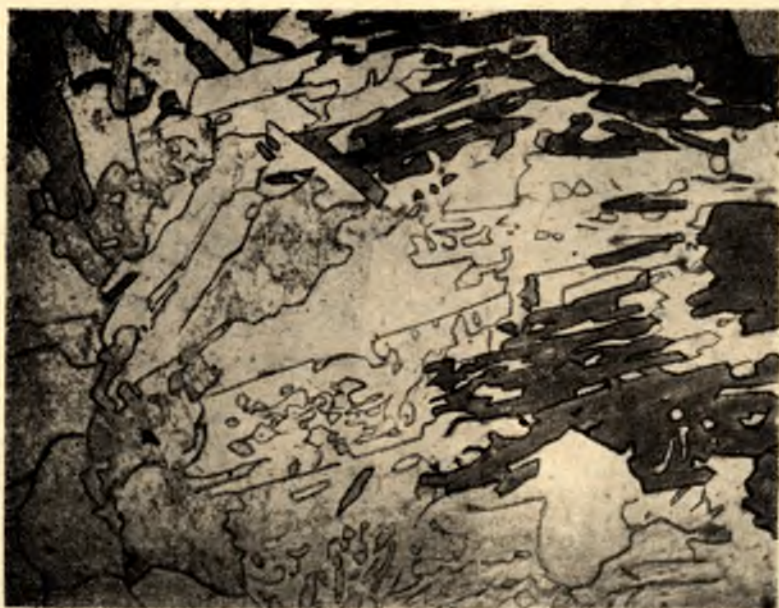


Рис. 44. Замещение плагиоклаза мусковитом и кварцем. Шл. 420, ув. 50.

выраженного ореола изменения вмещающих пород. Характер ореола в главных чертах одинаков в гранато-биотитовых и дистено-гранато-биотитовых гнейсах.

Гранато-биотитовые, дистено-гранато-биотитовые и мусковито-гранато-биотитовые гнейсы (1, 2, 3 зоны) являются внешними зонами ореола и описаны выше (раздел 2 настоящей гл.).

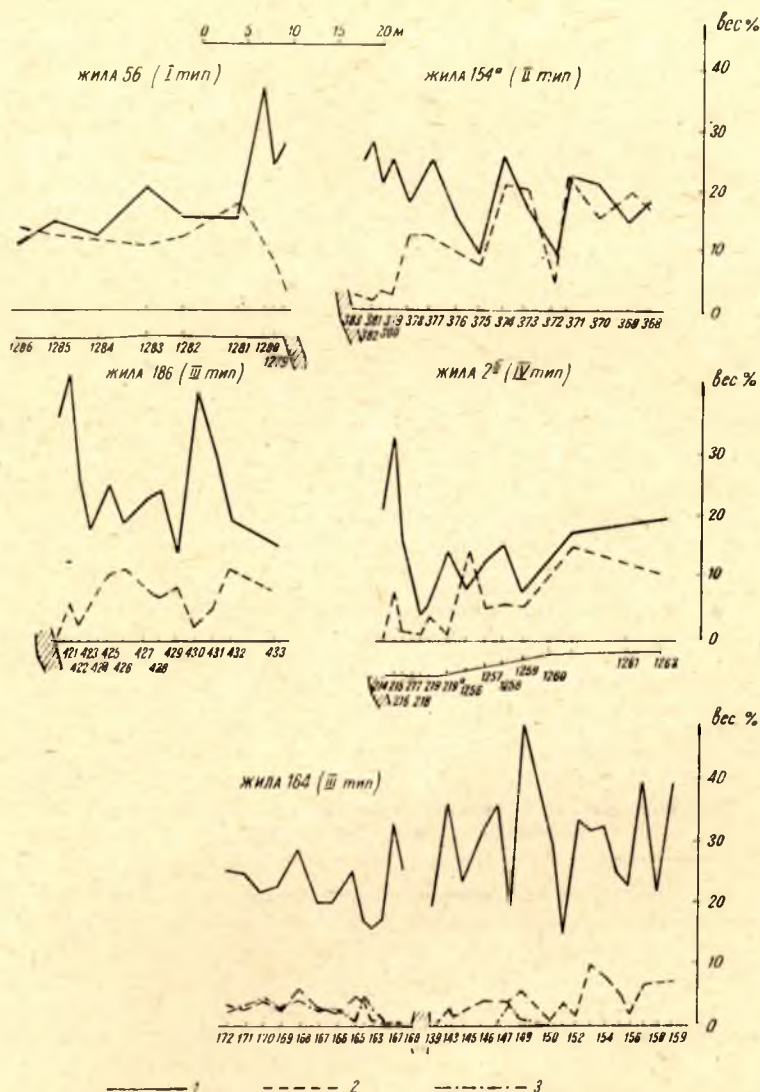


Рис. 45. Графики зависимости содержания биотита (1), граната (2) и дистена (3) в глиноземистых гнейсах месторождения Тэдино от расстояния до жил.

Четвертая зона прослеживается достаточно отчетливо, наибольшая мощность ее достигает одного и более метров. В этой зоне неустойчивым становится гранат, он замещается альбито-биотитовым агрегатом (рис. 43). Здесь же развивается замещение плагиоклаза мусковитом. В результате образуются мусковито-биотитовые плагиогнейсы. Одновременно с развитием процессов замещения продолжается перекристалли-

Таблица 25

Химический состав глиноземистых гнейсов месторождений Тэдино и Малиновой Варакки и пересчет по атомно-объемному методу В. А. Рудника (1966)

№ зон	1		2		3		4		5		6		
	Окислы	вес. %	Ni	вес. %	Ni	вес. %	Ni	вес. %	Ni	вес. %	Ni	вес. %	Ni
SiO ₂	61,93	171	62,68	170	62,43	166	61,34	160	58,93	154	73,3	191	
TiO ₂	1,25	5	0,83	2	0,77	2	0,63	1	0,84	2	0,20	—	
Al ₂ O ₃	16,78	55	16,37	52	16,10	51	17,01	52	17,09	53	17,00	53	
Fe ₂ O ₃	1,02	2	1,07	2	1,27	3	1,02	2	2,52	5	0,45	—	
FeO	6,00	14	6,10	14	5,60	12	5,78	13	4,25	9	0,30	—	
MnO	0,06	—	0,11	—	0,08	—	0,08	—	0,15	—	0,01	—	
MgO	3,62	15	3,49	14	3,37	13	3,40	13	3,45	13	0,65	2	
CaO	2,49	7	2,25	7	2,21	6	2,32	6	0,22	1	0,35	—	
Na ₂ O	2,98	16	2,68	14	3,11	16	3,37	17	1,82	9	0,45	2	
K ₂ O	2,40	8	2,53	9	2,92	10	3,13	11	6,50	22	5,10	17	
П.П.П.	1,47	28	1,89	35	2,14	38	1,92	33	4,23	72	2,16	38	
Сумма	100,00	—	100,00	—	100,00	—	100,00	—	100,00	—	100,00	—	
Плот- ность	2,75	—	2,70	—	2,65	—	2,60	—	2,60	—	2,60	—	

Примечания: 1 — гранато-биотитовый гнейс (среднее из 8 анал.);
 2 — дистено-гранато-биотитовый гнейс (среднее из 20 анал.);
 3 — мусковито-гранато-биотитовый гнейс (среднее из 10 анал.);
 4 — мусковито-биотитовый гнейс (среднее из 8 анал.);
 5 — мусковито-биотитовый слюдит (1 анализ);
 6 — кварц-мусковитовый комплекс (пересчет с учетом состава экзо-контактного мусковита и того, что весь алюминий связан в мусковите).

Таблица 25а

Расчет баланса вещества при изменении глиноземистых гнейсов на контакте слюдяных пегматитов

№ зон Окислы	1-2		2-3		3-4		4-5		5-6	
	ионы	%	ионы	%	ионы	%	ионы	%	ионы	%
Si	-1	-0,6	-4	-2,4	-6	-3,6	-6	-3,6	+37	+24,0
Ti	-3	-60,0	0	—	-1	-20,0	+1	+20,0	-2	-100,0
Al	-3	-5,4	-1	-1,8	+1	+1,8	+1	+1,8	0	—
Fe ³	0	—	+1	+50,0	-1	-50,0	+3	+150,0	-5	-100,0
Fe ²	0	—	-2	+16,6	+1	+8,3	-4	-33,2	-9	-100,0
Mg	-1	-7,1	-1	-7,1	0	—	0	—	-9	-69,2
Ca	0	—	-1	-14,3	0	—	-5	-71,5	-1	-100,0
Na	-2	-14,2	+2	+14,2	+1	+7,1	-8	-56,7	-7	-77,8
K	+1	+11,1	+1	+11,1	+1	+11,1	+11	+100,0	-5	-22,7
ОН-	+7	+25,0	+3	+8,6	-5	-13,1	+39	+118,2	-34	-47,2
Вынос	-10	—	-9	—	-13	—	-23	—	-72	—
Привнос	+8	—	+7	—	+4	—	+55	—	+37	—

зация гнейсов с укрупнением зерна (до 3—4 мм). Преобладает лепидо-гранобластовая структура. Полосчатая текстура выражена хорошо.

Пятая зона присутствует у контакта жил и чаще имеет незначительную мощность (первые десятки сантиметров), лишь изредка достигая одного и более метров. Формирование мусковито-биотитового слюдита ($Mu + Bi + Kв$) происходит в результате интенсивного замещения мусковитом плагиоклаза (рис. 44). Одновременно продолжается перекристаллизация гнейсов с укрупнением зерна (до 5—6 мм).

Мусковито - биотитовый слюдит в наиболее развитых ореолах переходит в маломощную зону кварц-мусковитового комплекса (6-я зона), образующегося в результате замещения биотита мусковитом.

Описанная по данным наблюдения в шлифах последовательность замещения одних минералов другими подтверждается результатами изучения протолок (рис. 45).

Расчет баланса вещества в зонах околожильного ореола (табл. 25, рис. 61), выполненный методом В. А. Рудника (1966), показал, что существенного изменения содержания петрогенных элементов в пределах внешней части ореола, до зоны мусковито-биотитового слюдита, не происходит. Исключение составляют калий, содержание которого непрерывно возрастает, и кремний, содержание которого, напротив, снижается. При формировании зоны мусковито-биотитового слюдита отмечается уменьшение содержания кальция и в меньшей степени натрия, продолжается возрастание содержания калия и снижение содержания кремния. При формировании зоны кварц-мусковитового комплекса увеличивается содержание кремния, содержание всех других элементов, напротив, уменьшается.

В околожильном ореоле отмечается также (Голод, Гришин, 1969) увеличение диэлектрической проницаемости в среднем от 7 до 13, поляризуемости в среднем от 2,1 до 3,3%, а также магнитной восприимчивости пород, в среднем от 21 до 33×10^{-6} ед. СГСМ.

Биотит присутствует во всех зонах ореола, исключая кварц-мусковитовый комплекс. Удельный вес биотита пород ореола практически не отличается от такового в неизмененных гнейсах, показатель преломления (Ng') несколько увеличивается (1,630—1,638) (рис. 46). Поступательно по направлению от внешних зон к внутренним увеличивается железистость и марганцевистость биотита (табл. 26, 27, рис. 60, 61).

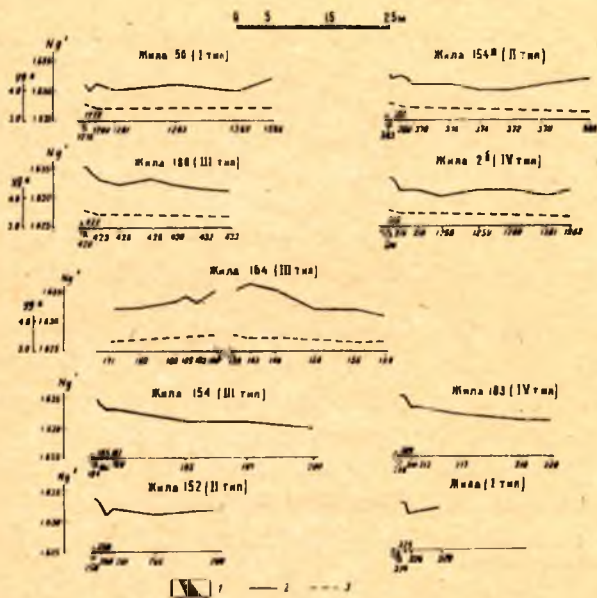


Рис. 46. Графики зависимости величины показателя преломления (Ng') и удельного веса биотита глино-земистых гнейсов месторождения Тэдино (жилы 56, 154а, 186, 26, 164) и Малиновая Варакка (жилы 64, 152, 154, 183) от расстояния до жил.

1 — пегматитовая жила, 2 — кривая показателя преломления, 3 — кривая удельного веса.

Химический состав биотита

Район взятия обр.	Жила 56 (I тип)			Жила 154 ^a (II тип)			Жила 186 (III тип)			
№ обр.	1278	1280	1286	383	380	368	420	423	426	433
Расстоян. от жилы, м	экзо- контакт	2	31	экзо- контакт	3	33	экзо- контакт	3	7	25
Индекс	с1	с2	с3	с4	с5	с6	с7	с8	с9	с10
Оксиды										
SiO ₂	35,17	35,94	36,51	34,17	35,45	35,31	34,36	35,77	36,19	35,88
TiO ₂	2,60	2,88	3,77	2,28	2,39	2,63	2,30	2,32	1,92	3,59
Al ₂ O ₃	19,71	19,49	18,00	19,13	20,03	19,48	18,81	19,20	20,40	18,19
Fe ₂ O ₃	4,03	2,97	3,54	4,86	3,09	4,95	5,36	3,25	3,55	3,84
FeO	12,16	11,65	10,05	13,22	12,63	8,59	13,14	13,53	9,41	10,66
MnO	0,03	0,02	0,01	0,07	0,03	0,02	0,14	0,02	0,03	0,01
MgO	12,11	13,02	14,30	12,07	11,79	15,43	11,89	11,83	13,81	13,61
CaO	сл.	сл.	сл.	0,23	0,23	0,13	сл.	сл.	0,12	сл.
Na ₂ O	0,14	0,20	0,08	0,21	0,17	0,04	0,17	0,21	0,18	0,07
K ₂ O	8,96	9,02	9,43	7,28	9,13	9,26	7,54	8,71	9,64	9,44
H ₂ O ⁺	(1,55)	(1,34)	(1,20)	(1,68)	(1,46)	(2,17)	(1,64)	(1,31)	(1,43)	(1,24)
П.П.П.	5,35	4,70	4,37	6,25	5,20	4,02	6,15	4,95	4,66	4,63
F ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,26	99,90	100,06	99,77	100,14	99,86	99,86	99,79	99,91	99,92
F ₂ =0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Коэффициенты										
F	42,2	38,2	34,4	44,9	42,2	32,1	45,9	43,8	34,1	36,9
f	36,0	33,4	28,2	38,0	37,5	23,8	38,2	39,0	27,7	30,6
f ₀	22,8	18,5	24,1	24,5	17,8	33,7	26,8	17,9	25,6	24,3
Al _{IV}	32,5	31,5	31,0	34,0	32,0	34,2	33,5	31,2	31,2	31,7
Al _{VI}	15,7	16,0	12,0	12,3	17,7	11,7	12,0	16,0	18,7	12,0

Примечание. Обр. 1278, 1280, 1286, 383, 380, 368, 426, 433, 216, 1261, 155, 159 — обр. 420, 214, 139, 160 — мусковито-биотитовые гнейсы; обр. 148, 166, 169, 171 — дистено-сеева, В. А. Доильница.

Продолжение табл. 26

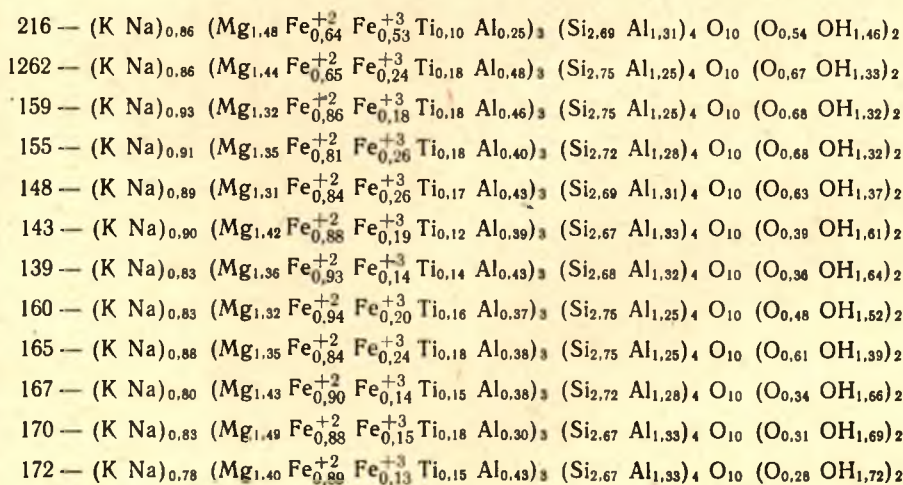
Кристалло-химические формулы биотитов (по Борнеман-Старынкевич)

Обр. 1278	— (K Na) _{0,90} (Mg _{1,38} Fe _{0,77} ⁺² Fe _{0,23} ⁺³ Ti _{0,15} Al _{0,47}) ₃ (Si _{2,70} Al _{1,30}) ₄ O ₁₀ (O _{0,60} OH _{1,40}) ₂
1280	— (K Na) _{0,90} (Mg _{1,47} Fe _{0,73} ⁺² Fe _{0,16} ⁺³ Ti _{0,16} Al _{0,48}) ₃ (Si _{2,74} Al _{1,26}) ₄ O ₁₀ (O _{1,40} OH _{0,60}) ₂
1286	— (K Na) _{1,00} (Mg _{1,60} Fe _{0,63} ⁺² Fe _{0,20} ⁺³ Ti _{0,21} Al _{0,36}) ₃ (Si _{2,76} Al _{1,24}) ₄ O ₁₀ (O _{0,74} OH _{1,26}) ₂
383	— (K Na) _{0,76} (Mg _{1,38} Fe _{0,85} ⁺² Fe _{0,27} ⁺³ Ti _{0,13} Al _{0,37}) ₃ (Si _{2,64} Al _{1,36}) ₄ O ₁₀ (O _{0,32} OH _{1,68}) ₂
380	— (K Na) _{0,93} (Mg _{1,36} Fe _{0,81} ⁺² Fe _{0,17} ⁺³ Ti _{0,13} Al _{0,53}) ₃ (Si _{2,72} Al _{1,28}) ₄ O ₁₀ (O _{0,63} OH _{1,37}) ₂
368	— (K Na) _{0,89} (Mg _{1,71} Fe _{0,53} ⁺² Fe _{0,27} ⁺³ Ti _{0,14} Al _{0,35}) ₃ (Si _{2,63} Al _{1,37}) ₄ O ₁₀ (O _{0,43} OH _{1,57}) ₂
420	— (K Na) _{0,78} (Mg _{1,36} Fe _{0,84} ⁺² Fe _{0,31} ⁺³ Ti _{0,13} Al _{0,36}) ₃ (Si _{2,66} Al _{1,34}) ₄ O ₁₀ (O _{0,37} OH _{1,63}) ₂
423	— (K Na) _{0,87} (Mg _{1,35} Fe _{0,86} ⁺² Fe _{0,18} ⁺³ Ti _{0,13} Al _{0,48}) ₃ (Si _{2,75} Al _{1,25}) ₄ O ₁₀ (O _{0,54} OH _{1,46}) ₂
426	— (K Na) _{0,96} (Mg _{1,54} Fe _{0,59} ⁺² Fe _{0,20} ⁺³ Ti _{0,11} Al _{0,56}) ₃ (Si _{2,75} Al _{1,25}) ₄ O ₁₀ (O _{0,69} OH _{1,31}) ₂
433	— (K Na) _{0,94} (Mg _{1,54} Fe _{0,68} ⁺² Fe _{0,22} ⁺³ Ti _{0,20} Al _{0,36}) ₃ (Si _{2,73} Al _{1,27}) ₄ O ₁₀ (O _{0,65} OH _{1,35}) ₂
214	— (K Na) _{0,90} (Mg _{1,26} Fe _{0,87} ⁺² Fe _{0,34} ⁺³ Ti _{0,10} Al _{0,42}) ₃ (Si _{2,70} Al _{1,30}) ₄ O ₁₀ (O _{0,56} OH _{1,44}) ₂

глиноземистых гнейсов месторождения Тэдино

Жила 2 ^б (IV тип)			Жила 164 (III тип)								
214	216	1262	159	155	143	143	139	160	166	169	171
ЭКЗО- контакт	2	30	26	20	7	3	1	1	7	13	17
c11	c12	c13	c14	c15	c16	c17	c18	c19	c20	c21	c22
34,83	35,61	36,41	36,18	35,45	34,74	35,16	35,55	36,22	36,32	35,79	35,66
1,90	1,82	3,34	3,08	3,12	2,92	2,18	2,47	2,87	2,69	3,26	2,58
18,84	17,57	19,49	19,13	18,68	19,32	19,25	19,68	17,87	18,80	18,37	19,85
5,92	9,46	4,32	3,15	4,47	4,25	3,39	2,57	3,44	2,48	2,50	2,29
13,42	10,18	10,44	13,53	12,66	13,06	13,87	14,69	14,81	14,38	14,16	14,21
0,18	0,04	0,01	0,07	0,05	0,06	0,06	0,06	0,22	0,05	0,06	0,07
10,98	13,25	12,80	11,60	11,80	11,45	12,46	12,11	11,64	12,79	13,43	12,56
сл.	0,21	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	0,14	не обн.	не обн.	не обн.
0,04	0,08	0,07	0,24	0,24	0,28	0,36	0,40	0,20	0,35	0,29	0,29
9,08	8,78	8,78	9,13	8,95	8,70	8,77	8,09	8,14	7,86	8,22	7,55
(2,07)	(2,56)	(1,41)	1,40	1,35	2,44	2,06	1,94	2,09	1,58	1,79	2,14
4,34	3,08	4,53	2,89	3,36	2,33	2,53	2,65	2,33	2,41	2,18	2,45
—	—	—	0,05	0,05	0,06	0,05	0,08	0,07	0,08	0,08	0,09
99,53	100,08	100,19	100,45	100,18	99,61	100,24	100,29	100,04	99,79	100,13	99,72
—	—	—	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05
48,9	44,1	38,6	44,1	44,2	45,4	43,1	44,1	46,3	42,3	40,8	42,1
40,6	29,9	31,3	39,5	37,5	39,1	38,4	40,6	41,6	38,7	37,2	38,9
28,4	45,3	27,1	17,2	24,1	22,6	17,9	13,7	17,3	13,8	13,0	12,4
32,5	32,7	31,2	31,2	32,0	32,7	33,2	33,0	31,2	32,0	33,2	33,2
14,0	8,3	16,0	15,3	13,3	14,3	13,0	14,3	12,3	12,7	10,0	14,3

гранато-биотитовые гнейсы; обр. 143, 423 — мусковито-гранато-биотитовые гнейсы; гранато-биотитовые гнейсы. Аналитики: В. А. Кукина, Р. С. Мельянцева, А. Ф. Федо-



Химический состав биотита из глиноземистых гнейсов месторождения Малиновая Варакка

Район взятия образца	Жила 64 (I тип)		Жила 152 (II тип)				Жила 154 (III тип)				Жила 183 (IV тип)		
№ обр.	324	329	295	299	302	308	184	185	189	200	208	212	220
Расстоян. от жилы, м	экзокон-такт	7	проекция жилы	2	7	32	экзокон-такт	0,5	3	36	экзокон-такт	3	25
Индекс	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10	M11	M12	M13
Окислы													
SiO ₂	34,97	35,91	32,13	33,97	36,25	36,14	33,82	34,77	34,53	35,35	34,66	33,96	35,09
TiO ₂	2,70	2,72	2,20	2,14	2,64	2,85	1,62	2,25	2,66	1,83	1,81	2,29	1,59
Al ₂ O ₃	19,41	18,89	16,69	18,71	18,96	18,47	18,58	18,90	18,78	18,29	18,54	18,19	19,75
Fe ₂ O ₃	5,13	3,74	10,50	8,54	2,67	4,59	4,79	5,14	7,25	6,05	5,85	7,64	4,84
FeO	13,06	12,99	8,84	8,57	13,40	10,92	15,65	12,29	9,26	8,73	13,72	11,49	12,03
MnO	0,09	0,04	0,09	0,06	0,03	0,03	0,23	0,07	0,05	0,02	0,06	0,17	0,22
MgO	10,78	11,50	11,33	11,59	12,29	12,83	11,52	11,99	11,87	14,68	10,54	10,58	11,97
CaO	0,18	0,32	0,93	0,08	0,02	0,04	0,28	0,10	0,06	0,04	0,04	0,20	0,14
Na ₂ O	0,24	0,19	0,32	0,29	0,26	0,26	0,12	0,45	0,29	0,39	0,28	0,30	0,41
K ₂ O	9,34	9,01	8,56	8,52	9,33	9,30	8,25	8,75	9,06	8,18	8,79	9,05	8,74
H ₂ O ⁺	—	—	(3,20)	(2,79)	(1,38)	(1,72)	(1,06)	(1,90)	(2,20)	(2,17)	(1,85)	(2,07)	(1,72)
П.П.П.	4,54	4,96	8,23	7,37	4,34	4,88	5,46	5,01	6,31	6,60	6,10	6,09	5,00
Сумма	100,44	100,27	99,82	99,84	100,21	100,31	100,32	100,27	100,12	100,16	100,39	99,96	99,78
Коэффициенты													
F	48,0	44,4	47,6	44,0	41,9	39,8	49,4	44,2	42,7	35,1	50,3	49,3	43,2
f	40,5	38,8	29,8	29,3	37,9	32,4	43,3	36,5	30,4	24,9	42,2	37,8	35,9
f ₀	26,1	20,6	51,8	47,3	15,5	27,6	21,6	27,6	41,4	38,6	27,6	28,5	26,4
a _{IV}	32,8	31,0	34,2	32,7	31,2	31,0	34,8	32,7	32,5	33,0	32,2	32,7	32,5
a _{VI}	15,0	15,3	8,0	14,0	15,0	14,0	10,0	13,3	14,3	10,7	13,7	12,7	16,0

Примечание. Обр. 324, 329, 302, 308, 189, 200, 220 — дистено-гранато-биотитовые гнейсы; обр. 299, 185, 212 — мусковито-гранато-биотитовые гнейсы; обр. 295, 208 — мусковито-биотитовые гнейсы; обр. 184 — мусковито-биотитовый слюдит. Аналитик Т. Н. Брагина.

Продолжение табл. 27

Кристаллохимические формулы биотита (по И. Д. Борнеман-Старынкевич)

324 — (K, Na, Ca) _{0,97} (Mg _{1,25} Fe ⁺² _{0,84} Fe ⁺³ _{0,30} Ti _{0,16} Al _{0,46}) ₃ (Si _{2,69} Al _{1,31}) ₄ O ₁₀ (O _{0,73} OH _{1,27}) ₂
329 — (K, Na, Ca) _{0,94} (Mg _{1,33} Fe ⁺² _{0,83} Fe ⁺³ _{0,22} Ti _{0,16} Al _{0,46}) ₃ (Si _{2,76} Al _{1,24}) ₄ O ₁₀ (O _{0,74} OH _{1,26}) ₂
295 — (K, Na, Ca) _{1,00} (Mg _{1,38} Fe ⁺² _{0,60} Fe ⁺³ _{0,65} Ti _{0,14} Al _{0,24}) ₃ (Si _{2,63} Al _{1,37}) ₄ O ₁₀ (O _{0,82} OH _{1,18}) ₂
299 — (K, Na, Ca) _{0,91} (Mg _{1,17} Fe ⁺² _{0,56} Fe ⁺³ _{0,51} Ti _{0,13} Al _{0,42}) ₃ (Si _{2,69} Al _{1,31}) ₄ O ₁₀ (O _{0,77} OH _{1,23}) ₂
302 — (K, Na, Ca) _{0,94} (Mg _{1,39} Fe ⁺² _{0,85} Fe ⁺³ _{0,16} Ti _{0,15} Al _{0,45}) ₃ (Si _{2,75} Al _{1,25}) ₄ O ₁₀ (O _{0,60} OH _{1,40}) ₂
308 — (K, Na, Ca) _{0,95} (Mg _{1,46} Fe ⁺² _{0,70} Fe ⁺³ _{0,27} Ti _{0,16} Al _{0,42}) ₃ (Si _{2,76} Al _{1,24}) ₄ O ₁₀ (O _{0,74} OH _{1,26}) ₂
184 — (K, Na, Ca) _{0,85} (Mg _{1,23} Fe ⁺² _{1,01} Fe ⁺³ _{0,28} Ti _{0,09} Al _{0,30}) ₃ (Si _{2,61} Al _{1,39}) ₄ O ₁₀ (O _{0,24} OH _{1,76}) ₂
185 — (K, Na, Ca) _{0,93} (Mg _{1,38} Fe ⁺² _{0,79} Fe ⁺³ _{0,30} Ti _{0,13} Al _{0,40}) ₃ (Si _{2,69} Al _{1,31}) ₄ O ₁₀ (O _{0,58} OH _{1,42}) ₂
189 — (K, Na, Ca) _{0,96} (Mg _{1,37} Fe ⁺² _{0,61} Fe ⁺³ _{0,43} Ti _{0,16} Al _{0,43}) ₃ (Si _{2,70} Al _{1,30}) ₄ O ₁₀ (O _{0,85} OH _{1,15}) ₂
200 — (K, Na, Ca) _{0,85} (Mg _{1,67} Fe ⁺² _{0,55} Fe ⁺³ _{0,35} Ti _{0,11} Al _{0,32}) ₃ (Si _{2,68} Al _{1,32}) ₄ O ₁₀ (O _{0,42} OH _{1,58}) ₂
208 — (K, Na, Ca) _{0,93} (Mg _{1,24} Fe ⁺² _{0,90} Fe ⁺³ _{0,34} Ti _{0,11} Al _{0,41}) ₃ (Si _{2,71} Al _{1,29}) ₄ O ₁₀ (O _{0,61} OH _{1,39}) ₂
212 — (K, Na, Ca) _{0,98} (Mg _{1,26} Fe ⁺² _{0,76} Fe ⁺³ _{0,46} Ti _{0,14} Al _{0,38}) ₃ (Si _{2,69} Al _{1,31}) ₄ O ₁₀ (O _{0,79} OH _{1,21}) ₂
220 — (K, Na, Ca) _{0,92} (Mg _{1,37} Fe ⁺² _{0,77} Fe ⁺³ _{0,28} Ti _{0,10} Al _{0,48}) ₃ (Si _{2,70} Al _{1,30}) ₄ O ₁₀ (O _{0,98} OH _{1,02}) ₂

Химический состав гранатов из глино

Район взятия обр.	Жила 56 (I тип)			Жила 151 ^d (II тип)		Жила 186 (III тип)		
№ обр.	1278	1280	1286	380	368	423	426	433
Расстояние от жили, м	экзо- контакт	2	31	3	33	3	7	25
Индекс	c1	c2	c3	c5	c6	c8	c9	c10
Окислы								
SiO ₂	40,37	40,74	41,29	40,57	41,85	40,37	41,79	41,17
TiO ₂	0,04	0,12	0,04	0,08	0,15	0,08	0,16	0,12
Al ₂ O ₃	20,09	20,54	20,30	20,05	20,55	19,74	21,56	20,80
Fe ₂ O ₃	0,56	1,66	0,74	0,68	0,74	0,89	0,12	1,38
FeO	30,28	28,53	26,00	30,41	25,50	30,74	26,10	25,86
MnO	1,27	0,86	0,39	1,24	0,39	0,80	0,57	0,54
MgO	4,35	5,21	4,18	3,97	5,65	2,75	6,09	6,88
CaO	2,22	1,30	5,93	2,04	4,08	4,08	2,27	2,22
Na ₂ O	0,17	0,24	0,21	0,21	0,24	0,21	0,28	0,24
K ₂ O	0,22	0,25	0,25	0,25	0,32	0,25	0,32	0,30
П.П.П.	0,32	0,37	0,52	0,37	0,35	0,19	0,70	0,36
Сумма	99,89	99,85	99,85	99,87	99,82	100,10	99,96	99,87
Миналы								
Альм.	72,0	70,6	63,0	73,7	61,9	73,1	64,6	62,6
Пир.	18,4	23,1	17,9	17,2	24,6	12,9	26,8	29,7
Спес.	3,0	2,0	1,0	3,0	1,0	1,9	1,5	1,0
Грос.	4,6	—	16,7	4,1	10,0	9,2	6,8	2,0
Андр.	2,0	4,3	1,4	2,0	2,5	2,9	0,3	0,7
F	79,9	76,2	78,1	81,5	72,2	86,6	70,6	68,9
f	79,6	75,2	77,8	81,2	71,6	86,2	70,6	67,7

Аналитик: В. А. Доильницына.

Гранат в пределах ореолов представлен двумя генерациями. Во внешних зонах (1—3) присутствует мелкозернистый гранат малинового цвета. Состав этого граната изменяется в направлении жильного тела в сторону снижения величины пиропового и возрастания альмандинового, в меньшей степени — спессартинового миналов. Во внутренних зонах ореолов (мусковито-биотитовый слюдит) в редких случаях присутствуют идиоморфные относительно крупные вишневые кристаллы граната, состав которого близок составу гранатов из пегматитов и характеризуется высоким содержанием спессартинового и низким содержанием альмандинового и пиропового компонентов. Эти закономерности иллюстрируются табл. 28, 29 и рис. 60, 61. По удельному весу и величине показателей преломления гранаты обеих генераций близки.

Плагноклаз в породах внутренних зон ореола в целом становится кислее по сравнению с плагноклазом пород внешних зон ореола (табл. 30, 31, рис. 47). В результате замещения граната биотитом в зоне мусковито-биотитового плагногнейса в небольшом количестве появляется альбит. На основе химических анализов полевошпатовой фракции (рис. 47) отмечается прямая корреляция содержания ортоклазовой составляющей в полевом шпате гранато-биотитовых гнейсов и количества микроклина в пегматитах, залегающих в этих гнейсах.

Изменение химического состава мусковита в пределах внутренних зон ореолов иллюстрируется табл. 32.

земистых гнейсов месторождения Тэдино

Жила 2 ^б (IV тип)		Жила 164 (III тип)						
216	1262	159	155	148	143	166	169	171
2	30	26	20	7	3	7	13	17
c12	c13	c14	c15	c16	c17	c20	c21	c22
40,62	41,31	38,06	37,90	38,28	38,27	37,93	38,36	37,90
0,10	0,07	0,15	0,15	0,15	0,91	0,25	0,37	0,14
20,79	20,55	21,42	20,92	20,47	20,00	19,98	20,01	21,22
1,82	0,88	0,66	0,64	0,42	0,76	1,32	1,93	1,95
28,93	27,58	32,52	32,55	32,40	32,10	31,61	30,94	30,58
0,56	0,63	1,37	1,20	1,41	2,40	1,95	1,16	0,89
5,00	5,79	4,35	4,56	4,23	2,97	3,89	3,93	4,62
1,30	2,41	1,52	1,98	2,59	2,28	2,57	2,89	2,84
0,21	0,17	0,25	0,30	0,27	0,25	0,25	0,20	0,20
0,27	0,22	0,05	сл.	0,05	сл.	сл.	—	—
0,26	0,35	0,14	0,05	0,10	0,12	0,21	0,10	0,16
99,86	99,96	100,49	100,25	100,37	100,06	99,96	99,89	100,56
72,2	66,3	74,8	73,2	72,4	75,4	72,4	72,5	70,4
22,2	25,1	17,9	18,3	17,1	12,2	15,8	16,3	19,0
1,5	1,4	3,0	2,8	3,3	5,6	4,4	2,6	2,1
—	4,2	2,4	3,8	5,8	4,4	3,5	2,6	2,5
4,1	3,0	1,9	1,9	1,4	2,4	3,9	6,0	6,0
77,4	73,2	81,0	80,4	81,4	86,2	82,5	82,4	79,8
76,4	72,3	80,7	80,0	81,2	85,9	81,0	81,5	78,8

Как видно из таблицы, мусковит из слюдита отличается от мусковита гнейса большей железистостью (рис. 61), большим содержанием калия, несколько меньшей глиноземистостью в шестерной координации.

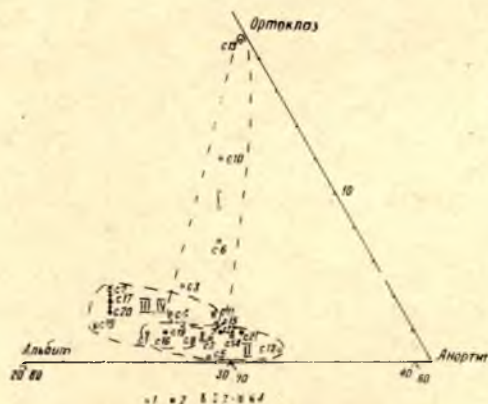


Рис. 47. Состав полевых шпатов глиноземистых гнейсов месторождения Тэдино.

1 — гранато-биотитовый гнейс, 2 — дистено-гранато-биотитовый гнейс, 3 — мусковито-гранато-биотитовый гнейс, 4 — мусковито-биотитовый гнейс.

Таблица 28а

Параметр решетки граната из глиноземистых гнейсов Слюдоваракки

Район взятия образца	Жила 56 (I тип)		Жила 186 (III тип)		Жила 164 (III тип)							
	№ обр.	1280	1286	423	433	171	169	166	143	148	155	159
Расстояние от жилы, м	2	31	3	25	17	13	7	3	7	20	26	
а ₀	11,514	11,516	11,526	11,517	11,541	11,544	11,543	11,547	11,543	11,538	11,530	

Аналитик: Р. П. Эйгирд.

Примечание. Обр. 1280, 1286, 433, 155, 159 — гранато-биотитовые гнейсы; обр. 148, 166, 169, 171 — дистено-гранато-биотитовые гнейсы; обр. 423, 143 — мусковитизированные гранато-биотитовые гнейсы.

Таблица 29

Химический состав гранатов из глиноземистых гнейсов месторождения Малиновая Варакка

Район взятия образца	Жила 64 (I тип)		Ниже ж. 152 (II тип)			Жила 154 (III тип)			Жила 183 (IV тип)	
	№ обр.	324	329	299	302	308	185	189	200	220
Расстояние от жилы, м	экзо- контакт	7	2	7	32	0,5	3	36	25	
Индекс		M1	M2	M4	M5	M6	M8	M9	M10	M13
Окислы										
SiO ₂		38,02	38,20	38,00	38,60	38,38	38,07	39,48	38,85	38,28
TiO ₂		—	0,11	сл.	0,21	0,30	0,11	0,22	0,10	сл.
Al ₂ O ₃		21,25	22,00	21,76	22,78	21,59	22,33	21,76	21,79	20,29
Fe ₂ O ₃		0,36	—	2,59	—	—	0,11	1,18	—	2,77
FeO		30,50	31,10	28,62	30,60	30,87	32,23	28,76	31,43	29,46
MnO		2,54	1,59	2,80	1,08	1,38	2,21	1,60	0,80	2,03
MgO		4,26	3,67	3,67	4,27	4,75	3,18	3,93	4,90	3,79
CaO		2,37	2,57	2,45	2,13	2,45	1,47	2,90	2,42	2,77
Na ₂ O		0,15	0,09	0,12	0,12	0,04	0,09	0,14	0,09	0,10
K ₂ O		0,05	0,05	0,12	0,07	сл.	0,08	сл.	сл.	—
П.П.П.		0,26	0,33	0,16	0,24	0,30	0,51	0,33	0,54	0,36
Сумма		99,76	99,71	100,29	100,10	100,06	100,39	100,30	100,42	99,86
Миналы										
Альм.		69,6	72,8	69,0	72,6	70,2	76,7	70,0	71,4	70,4
Пир.		17,4	15,6	16,0	18,3	19,2	13,4	16,9	19,8	16,1
Спес.		6,0	4,0	6,7	2,6	3,3	5,2	4,0	1,9	4,7
Грос.		5,5	7,6	—	6,5	7,3	4,7	5,5	6,9	—
Андр.		1,5	—	8,3	—	—	—	3,6	—	8,8
F		80,2	82,0	82,4	80,0	78,5	85,0	81,0	78,3	82,5
f		80,0	82,0	81,3	80,0	78,5	84,9	80,5	78,3	81,3

Аналитик: В. А. Доильницына.

Керамические пегматиты (3-я фац. гр.)

В основу настоящего раздела положены результаты полевых наблюдений, описания шлифов (20 шл.), полных силикатных анализов амфиболитов (7 ан.), роговой обманки (12 ан.), биотита (7 ан.) и граната (2 ан.).

Как указывалось ранее, керамические пегматиты приурочены к амфиболитам и биотито-роговообманковым гнейсам.

На контакте жил I типа (Хетоламбино, ж. 226а) минеральный состав амфиболитов не изменяется, отмечается незначительная перекристаллизация породы с укрупнением зерна.

Близ жил II типа (Хетоламбино, ж. 73б, 197, 199) фиксируется перекристаллизация породы с укрупнением зерна, некоторое осветление породы, роговая обманка в экзоконтакте незначительно замещается биотитом.

В ореоле жил III типа (Хетоламбино, ж. 226, 195) наблюдается также перекристаллизация и осветление породы, роговая обманка интенсивно замещается биотитом изредка до полного исчезновения роговой обманки. В экзоконтакте фиксируется зона кварц-биотитового слюдита.

Ореолы жил IV типа (Хетоламбино, ж. 18) выражены наиболее отчетливо и имеют наибольшую (в группе керамических пегматитов) мощность (до 0,3—0,5 м). Эти ореолы характеризуются следующей зональностью: 1) биотитовый или гранатовый амфиболит, 2) биотитовый амфиболит, 3) биотит-плагиоклазовая порода (Би + Пл + Кв), 4) кварц-биотитовый слюдит. Последняя зона чаще встречается в виде отдельных участков в экзоконтактах жилы.

Биотито-роговообманковые плагиогнейсы на контакте керамических пегматитов изменены аналогично амфиболитам, однако контрастность изменений несколько слабее по сравнению с амфиболитами. Наиболее развитый ореол характеризуется следующей зональностью: 1) биотито-роговообманковый гнейс, 2) биотитовая порода (Би + Пл + Кв), 3) кварц-биотитовый слюдит.



Рис. 48. Замещение граната плагиоклазом в амфиболите. Шл. 454, ув. 50.

**Определение номеров плагиоклаза из глиноземистых гнейсов месторождений
Месторож**

Район взятия	ж. 56 I тип			ж. 154 ^a II тип			ж. 186 III тип		
№ обр.	1278	1280	1286	383	380	368	420	423	433
Расстояние от жилы, м	экзо- контакт	2	31	экзо- контакт	3	33	экзо- контакт	3	25
Показа- тель прелом. и номер									
Ng'	1,549	1,551	1,549	1,549	1,551	1,550	1,547	1,551	1,553
Np'	1,541	1,541	1,541	1,541	1,542	1,540	1,539	1,540	1,544
N	26	29	26	26	30	27	22	29	33

Район взятия	Малиновая Варакка, ж. 154 (III тип)								
№ обр.	185	186	187	188	189	190	191	198	200
Расстояние от жилы, м									
Показа- тель прелом. и номер	0,5	1	1,5	2	3	4	5	25	36
Ng'	1,547	1,549	1,550	1,550	1,551	1,551	1,551	1,551	1,552
Np'	1,539	1,541	1,542	1,543	1,542	1,541	1,540	1,542	1,543
N	21	24	27	28	28	29	29	30	30

Примечание. Обр. 1278, 1280, 1286, 383, 380, 368, 433, 216, 1262, 155, 159 — титовые гнейсы; обр. 420, 214, 139, 160 — мусковито-биотитовые гнейсы; обр. 148, 166,

Химический состав полевых шпатов

Район взятия образца	Жила 56 I тип			Жила 154a II тип			Жила 186 III тип		
обр.	1278	1280	1286	383	380	368	420	423	433
Расстояние от жилы, м	экзо- контакт	2	31	0,5	3	33	экзо- контакт	3	25
Окислы									
SiO ₂	70,00	63,70	66,93	73,04	72,14	67,74	72,34	70,60	67,90
TiO ₂	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,21	0,05	0,04	0,01
Al ₂ O ₃	20,10	23,37	21,79	16,72	18,01	20,20	16,92	18,34	20,14
Fe ₂ O ₃	0,12	0,21	0,16	0,35	0,43	0,45	0,65	0,22	0,08
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	сл.	сл.	сл.	0,0005	0,02	0,02	0,01	0,02	сл.
MgO	сл.	сл.	сл.	0,19	0,21	0,35	0,33	0,16	сл.
CaO	3,33	4,90	3,83	3,46	3,60	4,08	3,02	4,22	3,93
Na ₂ O	5,32	6,56	5,76	5,24	4,74	5,74	5,50	5,74	5,76
K ₂ O	0,20	0,24	0,64	0,56	0,24	1,20	0,74	0,26	1,64
П.П.П.	0,65	0,71	—	0,66	0,28	0,50	0,60	0,30	0,51
Сумма	99,77	99,74	99,86	100,27	99,71	100,49	100,16	99,90	99,97
Миналы									
Ab	72,8	69,9	69,7	71,0	70,5	66,4	73,5	70,2	63,9
An	25,5	28,8	25,8	26,1	29,5	26,4	22,3	28,6	24,1
Ort	1,7	1,3	4,5	2,9	—	7,2	4,2	1,2	12,0

Аналитики: В. А. Кукина, Р. С. Мельянцева, Р. Ф. Сарафанова.

Тэдино и Малиновая Варакка по методу В. Б. Татарского (1965)
дение Тэдино

ж. 2 ⁶ IV тип			ж. 164 III тип								
214	216	1262	159	155	148	143	139	160	166	169	171
ЭКЗО- контакт	2	30	26	20	7	3	1	1	7	13	17
1,551 1,541 29	1,553 1,544 33	1,552 1,543 30	1,549 1,541 26	1,549 1,540 27	1,550 1,540 27	1,548 1,540 24	1,548 1,540 24	1,547 1,539 22	1,550 1,540 27	1,550 1,542 27	1,549 1,541 26

гранато-биотитовые гнейсы; обр. 143, 423, 185, 186, 187, 188 — мусковито-гранато-био-
169, 171, 189, 190, 191, 198, 200 — дистено-гранато-биотитовые гнейсы.

Таблица 31

из гнейсов участка (в вес. %)

Жила 2—6 IV тип			Жила 164 III тип								
214	216	1262	159	155	148	143	139	160	166	169	171
ЭКЗО- контакт	2	30	26	20	9	3	1	1	3	13	07
72,40 0,02 16,99 0,31 — 0,003 0,14 3,74 5,00 0,46 0,64 99,70	63,06 0,03 23,70 0,31 — 0,005 0,12 5,72 6,42 0,20 0,36 99,92	68,00 0,05 21,28 0,30 — сл. сл. 2,93 4,44 2,26 0,69 99,95	64,19 сл. 22,75 0,03 н/опр. сл. 0,13 5,48 6,92 0,25 0,18 99,93	62,48 сл. 24,12 0,20 н/опр. сл. 0,08 5,17 7,32 0,40 0,36 100,13	63,69 0,05 23,51 0,06 н/опр. 0,003 0,13 4,76 7,18 0,30 0,25 99,93	65,52 0,05 22,67 0,07 н/опр. 0,006 0,12 4,04 7,26 0,55 0,47 99,75	62,38 0,05 24,50 0,08 н/опр. 0,008 0,08 4,20 7,74 0,35 0,27 99,65	63,40 сл. 23,00 0,03 н/опр. 0,001 0,09 5,38 7,74 0,35 0,25 100,24	63,70 0,01 23,71 0,09 н/опр. 0,003 0,15 4,24 7,54 0,52 0,27 100,23	63,51 0,04 23,20 0,07 н/опр. 0,003 0,18 5,70 7,06 0,27 0,31 100,34	67,16 0,04 20,06 0,03 н/опр. сл. 0,08 5,40 7,06 0,31 0,28 100,42
69,0 28,5 2,5	66,5 32,9 0,6	59,3 21,8 18,9	68,5 30,0 1,5	69,0 28,6 2,4	71,9 26,3 1,8	73,8 22,7 3,5	75,3 22,6 2,1	70,9 27,1 2,0	74,0 23,0 3,0	68,1 30,4 1,5	69,1 29,1 1,8

Химический состав мусковита

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Минерал						
Мусковит из мусковито-биотитового гнейса	46,48	0,60	34,69	0,42	0,41	0,01
			(K, Na, Ca) _{0,97} (Al _{1,80}	Fe ⁺³ _{0,02}	Fe ⁺² _{0,02}	Mg _{0,13}
Мусковит из мусковито-биотитового слюдита	45,30	0,36	33,45	1,47	0,84	0,02
			(K, Na, Ca) _{1,08} (Al _{1,73}	Fe ⁺³ _{0,09}	Fe ⁺² _{0,06}	Mg _{0,11}

Аналитики: В. А. Кукина, З. П. Помазан.

Таким образом, полевые наблюдения и наблюдения в шлифах показали существование вокруг керамических жил отчетливо выраженного, но незначительного по мощности ореола изменения вмещающих пород, в главных чертах одинакового в амфиболитах и биотито-роговообманковых плагиогнейсах. Наиболее полная зональность фиксируется при образовании ореола за счет гранато-биотитовых амфиболитов. Биотитовые амфиболиты с гранатом и биотито-роговообманковые плагиогнейсы являются внешними зонами ореола (1 и 2 зоны) и описаны выше (раздел 2 настоящей гл.). Во второй зоне неустойчивым является гранат, который замещается плагиоклазом (рис. 48).

Третья зона прослеживается достаточно отчетливо лишь на контакте жил III и IV типов. В этой зоне неустойчивой становится роговая обманка, замещаемая биотитом (рис. 49). В результате формируется биотито-плагиоклазовая порода (Би+Пл+Кв), лишенная полосчатости и сланцеватости.



Рис. 49. Замещение роговой обманки (Ро) биотитом (Би) в амфиболите.
Шл. 444, ув. 50.

Таблица 32

глиноземистых гнейсов (вес. %)

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	Сумма	F	Al _{VI}	f ₀
1,25	0,08	0,97	9,73	(0,69)	5,53	100,18	27,9	90,0	50,0
Tl _{0,03}) ₂ (Si _{3,10} Al _{0,90}) ₄ O ₁₀ (O _{0,96} OH _{1,04}) ₂									
1,33	1,22	0,50	10,62	(0,60)	5,25	100,36	46,8	86,5	62,1
Tl _{0,02}) ₂ (Si _{3,06} Al _{0,94}) ₄ O ₁₀ (O _{0,91} O _{1,09}) ₂									

В тыловой зоне неустойчивым является плагиоклаз, который замещается кварц-биотитовым комплексом.

Расчет баланса вещества в зонах околосильного ореола (табл. 33), выполненный методом В. А. Рудника (1966), показал, что при образовании внешних зон ореола (2 и 3 зоны) существенного изменения содержания петрогенных элементов не происходит. При формировании кварц-биотитового слюдита (4-я зона) фиксируется увеличение содержания кальция, железа и магния и уменьшение содержания кальция и натрия.

Таблица 33

Химический состав амфиболитов месторождения Хетоламбино и пересчет по атомно-объемному методу В. А. Рудника (1966)

№ зон Окислы	1		2		3		4	
	вес %	NI	вес %	NI	вес %	NI	вес %	NI
SiO ₂	52,39	143	52,65	143	63,43	172	55,47	150
TiO ₂	1,13	2	0,77	2	0,85	2	1,60	4
Al ₂ O ₃	14,76	47	13,57	43	11,95	38	12,0	38
Fe ₂ O ₃	2,10	4	2,07	4	2,38	5	2,90	6
FeO	8,71	20	7,43	17	6,48	15	12,35	28
MnO	0,20	—	0,16	—	0,23	—	0,20	—
MgO	5,73	23	7,00	28	3,62	15	6,53	26
CaO	9,20	27	8,16	24	3,64	11	0,80	2
Na ₂ O	2,77	15	2,55	13	2,46	13	0,15	—
K ₂ O	0,90	3	1,94	6	2,40	8	5,90	21
П.П.П.	2,11	38	3,70	67	2,56	64	2,10	38
Сумма	100,00	—	100,00	—	100,00	—	100,00	—
Плотность	2,70	—	2,70	—	2,70	—	2,70	—

Примечания: 1 — амфиболит с биотитом и гранатом (среднее из 4 ан.); 2 — амфиболит с биотитом (среднее из 2 ан.); 3 — биотитовая порода (1 ан.); 4 — кварц-биотитовая порода (пересчет Кв=60%, Би=40% с учетом состава экзоконтактового биотита).

Расчет баланса вещества при изменении амфиболов
на контакте керамических пегматитов

Окислы	№ зон	1 — 2		2 — 3		3 — 4	
		ионы	%	ионы	%	ионы	%
Si		0	—	+29	+20,3	—22	— 14,7
Ti		0	—	0	—	+ 2	+ 50,0
Al		—4	—8,5	—5	—11,6	0	—
Fe ⁺ ³		0	—	+1	—25,0	+ 1	+ 25,0
Fe ⁺ ²		—3	—15,0	—2	—11,8	+13	+ 86,7
Mg		+5	+21,7	—13	—46,4	+11	+ 73,3
Ca		—3	—11,1	—13	—54,1	— 9	— 81,8
Na		—2	—13,3	0	—	—13	—100,0
K		+3	+100,0	+2	+33,3	+13	+162,5
ОН [—]		+29	+76,3	—3	— 4,5	—26	— 40,6
Вынос		—12	—	—36	—	—70	—
Привнос		+37	—	+32	—	+40	—

Роговая обманка присутствует только во внешних зонах ореола. Состав и оптические характеристики минерала не испытывают существенных и закономерных вариаций (табл. 34, 35, рис. 62).

Биотит внутренних зон ореола отличается от биотита внешних зон слабым плеохроизмом в светлых (желтых, бледно-желтых) тонах. Показатель преломления ($Ng' = 1,650—1,658$) и железистость биотита несколько повышаются в направлении к жильному телу (табл. 34, 35, рис. 62).

Плагиоклаз в породах внутренних зон ореола в целом становится несколько кислее (до № 25) по сравнению с плагиоклазом внешних зон колонки.

Слюдяно-керамические пегматиты (2-я фац. гр.)

Эти пегматиты залегают в биотитовых, микроклин-плагиоклазовых лейкократовых гнейсах, гранито-гнейсах и аплитовидных породах.

На контакте жил I типа (Хетоламбино, ж. 212), II типа (Хетоламбино, ж. 1, 2, 10, 44), III типа (Хетоламбино, ж. 99, 128, 129) существенных изменений минерального состава пород не происходит. Отмечается лишь перекристаллизация пород с укрупнением зерна и некоторое увеличение содержания микроклина в экзоконтакте жил II и III типов, где этот минерал часто образует крупные порфиобласты.

ОРЕОЛЫ «ПРОПАРИВАНИЯ»

Декрептофонический анализ

Декрептофоническим методом изучались валовые пробы пород (50 обр.), породообразующие минералы (110 обр.) и кварц-полевошпатовая фракция (300 обр.).

Декрептометрия пород месторождения и их минералов производилась на декрептофонической установке, собранной в Институте геологии Карельского филиала АН СССР. Установка аналогична применяемой в микротермометрической лаборатории МГУ (Ермаков, 1968а). Измерения проводились в одних и тех же условиях: температурный интервал нагревания 200—800°, скорость равномерного нагревания — 20° в минуту,

Таблица 34

Химический состав роговой обманки, биотита и граната из амфиболитов месторождения Хеголамино

Минерал	Роговая обманка								Биотит			Гранат	
Район взятия	жила б/н I тип		жила 736 II тип		жила 226 III тип		жила 18 IV тип		ж. 736 II тип	ж. 226 III тип	ж. 18 IV тип	ж. 226 III тип	
№ обр.	612	617	582	591	447	454	574	581	582	444	571	447	454
Расст. от жилы, м	экзокон- такт	6	экзокон- такт	25	2	30	2	30	экзокон- такт	экзокон- такт	экзокон- такт	2	30
Индекс	x1	x2	x3	x4	x5	x6	x7	x8	x3	x9	x10	x5	x6
Окислы													
SiO ₂	42,46	42,32	44,04	42,54	43,02	41,94	40,97	41,43	35,81	35,78	34,71	37,70	37,84
TiO ₂	1,10	0,85	0,78	0,95	1,05	1,40	1,23	1,46	1,92	1,92	2,28	сл.	0,35
Al ₂ O ₃	13,64	16,75	12,52	14,79	13,75	13,61	15,04	13,27	18,23	18,75	17,50	21,75	22,13
Fe ₂ O ₃	4,39	3,48	1,78	2,31	3,80	2,90	3,03	3,09	2,83	3,31	4,15	0,76	0,94
FeO	12,74	9,76	11,27	13,10	11,46	13,86	15,25	15,07	11,80	17,02	18,00	22,67	21,58
MnO	0,26	0,25	0,20	0,19	0,20	0,20	0,31	0,31	0,14	0,18	0,30	1,69	1,37
MgO	9,72	10,25	13,03	10,71	11,07	10,07	8,12	8,85	14,44	9,88	9,48	4,41	2,75
CaO	11,32	11,24	11,80	11,90	11,42	11,90	11,64	11,83	0,67	1,88	1,06	10,98	12,25
Na ₂ O	1,39	1,44	1,07	1,07	1,66	1,44	1,28	1,28	0,28	0,27	0,23	0,09	0,14
K ₂ O	1,15	1,22	1,17	0,95	1,05	0,90	1,24	1,13	8,91	8,06	8,69	сл.	сл.
H ₂ O ⁻	0,24	0,48	0,22	—	0,26	0,21	0,16	0,03	(0,66)	(0,65)	(0,52)	0,32	0,52
П.П.П.	1,70	1,73	2,16	1,91	1,65	2,08	2,22	2,28	4,66	3,53	4,03	—	—
Сумма	100,11	99,77	100,04	100,42	100,39	100,51	100,49	100,03	99,68	100,50	100,43	100,37	99,87
Коэффициенты													
F	49,1	41,5	35,7	44,2	43,1	47,8	55,3	53,0	35,6	53,2	56,2	74,9	82,1
f	42,2	34,9	32,8	40,7	36,8	43,6	51,2	48,8	31,4	49,2	51,5	74,3	81,5
f ₀	24,0	24,4	12,3	13,3	23,1	15,7	15,2	15,3	17,2	15,1	17,2		
av _I	12,6	21,6	8,4	14,6	12,6	11,1	15,6	11,6	8,3	18,0	10,3		
av	21,6	22,7	21,8	22,5	21,6	22,5	23,2	22,0	34,5	32,0	32,5		

Примечание: обр. 612, 617, 591, 447, 454, 574, 581 — амфиболит с биотитом и гранатом; обр. 582 — слабо биотитизированный амфиболит; обр. 444 — интенсивно биотитизированный амфиболит; обр. 571 — биотито-плагиоклазовая порода.

Аналитики: Т. Н. Брагина, В. А. Доильникова.

Кристаллохимические формулы (по И. Д. Борнеман-Старынкевич)

1. Роговой обманки

- Обр. 612 — $(\text{Ca}_{1,78} \text{Na}_{0,41} \text{K}_{0,22})_{2,41} (\text{Fe}_{1,57}^{+2} \text{Mg}_{2,14} \text{Fe}_{0,50}^{+3} \text{Mn}_{0,04} \text{Ti}_{0,12} \text{Al}_{0,63})_5 (\text{Si}_{6,27} \text{Al}_{1,73})_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_{2,17}$
- 617 — $(\text{Ca}_{1,75} \text{Na}_{0,41} \text{K}_{0,23})_{2,39} (\text{Fe}_{1,18}^{+2} \text{Mg}_{2,23} \text{Fe}_{0,39}^{+3} \text{Mn}_{0,04} \text{Ti}_{0,08} \text{Al}_{1,08})_5 (\text{Si}_{6,18} \text{Al}_{1,82})_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_{2,07}$
- 582 — $(\text{Ca}_{1,83} \text{Na}_{0,31} \text{K}_{0,23})_{2,37} (\text{Fe}_{1,37}^{+2} \text{Mg}_{2,80} \text{Fe}_{0,19}^{+3} \text{Mn}_{0,03} \text{Ti}_{0,09} \text{Al}_{0,42})_5 (\text{Si}_{6,38} \text{Al}_{1,72})_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_{2,53}$
- 591 — $(\text{Ca}_{1,85} \text{Na}_{0,31} \text{K}_{0,18})_{2,34} (\text{Fe}_{1,59}^{+2} \text{Mg}_{2,31} \text{Fe}_{0,24}^{+3} \text{Mn}_{0,03} \text{Ti}_{0,10} \text{Al}_{0,73})_5 (\text{Si}_{6,20} \text{Al}_{1,80})_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_{2,44}$
- 447 — $(\text{Ca}_{1,78} \text{Na}_{0,47} \text{K}_{0,20})_{2,45} (\text{Fe}_{1,40}^{+2} \text{Mg}_{2,41} \text{Fe}_{0,42}^{+3} \text{Mn}_{0,03} \text{Ti}_{0,11} \text{Al}_{0,63})_5 (\text{Si}_{6,27} \text{Al}_{1,73})_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_{2,23}$
- 454 — $(\text{Ca}_{1,88} \text{Na}_{0,42} \text{K}_{0,18})_{2,48} (\text{Fe}_{1,72}^{+2} \text{Mg}_{2,22} \text{Fe}_{0,32}^{+3} \text{Mn}_{0,04} \text{Ti}_{0,16} \text{Al}_{0,56})_5 (\text{Si}_{6,20} \text{Al}_{1,80})_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_{2,24}$
- 574 — $(\text{Ca}_{1,87} \text{Na}_{0,38} \text{K}_{0,24})_{2,49} (\text{Fe}_{1,90}^{+2} \text{Mg}_{1,81} \text{Fe}_{0,34}^{+3} \text{Mn}_{0,04} \text{Ti}_{0,13} \text{Al}_{0,78})_5 (\text{Si}_{6,14} \text{Al}_{1,86})_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_{2,12}$
- 581 — $(\text{Ca}_{1,89} \text{Na}_{0,38} \text{K}_{0,22})_{2,49} (\text{Fe}_{1,89}^{+2} \text{Mg}_{1,98} \text{Fe}_{0,34}^{+3} \text{Mn}_{0,04} \text{Ti}_{0,17} \text{Al}_{0,58})_5 (\text{Si}_{6,24} \text{Al}_{1,76})_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_{2,12}$

2. Биотита

- Обр. 582 — $(\text{Ca}_{0,06} \text{Na}_{0,04} \text{K}_{0,86})_{0,96} (\text{Mg}_{1,63} \text{Fe}_{0,75}^{+2} \text{Fe}_{0,19}^{+3} \text{Ti}_{0,11} \text{Al}_{0,25})_3 (\text{Si}_{2,72} \text{Al}_{1,28})_4 \text{O}_{10} (\text{O}_{0,47} \text{OH}_{1,53})_2$
- 444 — $(\text{Ca}_{0,15} \text{Na}_{0,04} \text{K}_{0,80})_{0,99} (\text{Mg}_{1,13} \text{Fe}_{1,10}^{+2} \text{Fe}_{0,19}^{+3} \text{Ti}_{0,12} \text{Al}_{0,46})_3 (\text{Si}_{2,76} \text{Al}_{1,24})_4 \text{O}_{10} (\text{O}_{0,77} \text{OH}_{1,23})_2$
- 571 — $(\text{Ca}_{0,09} \text{Na}_{0,03} \text{K}_{0,88})_{0,98} (\text{Mg}_{1,11} \text{Fe}_{1,18}^{+2} \text{Fe}_{0,24}^{+3} \text{Ti}_{0,16} \text{Al}_{0,31})_3 (\text{Si}_{2,70} \text{Al}_{1,30})_4 \text{O}_{10} (\text{O}_{0,60} \text{OH}_{1,40})_2$

**Химический состав роговой обманки и биотита
из биотито-роговообманковых гнейсов месторождения Хетолабино**

Минерал	Роговая обманка				Биотит			
Район взятия	жила 16 II тип		жила 98 III тип		жила 16 II тип		жила 98 III тип	
№ обр.	415	424	400	410	415	424	400	410
Расстояние от жилы, м	экзо-контакт	25 м	экзо-контакт	17 м	экзо-контакт	25 м	экзо-контакт	17 м
Индекс	x11	x12	x13	x14	x11	x12	x13	x14
Окислы								
SiO ₂	41,24	41,92	40,62	46,34	35,63	35,92	36,48	36,95
TiO ₂	1,37	1,12	1,25	1,10	1,79	1,69	1,73	1,52
Al ₂ O ₃	13,83	13,66	14,45	11,38	18,10	18,17	16,68	17,47
Fe ₂ O ₃	7,20	5,08	6,55	4,51	6,16	3,96	4,23	3,78
FeO	12,18	9,38	12,16	8,20	13,87	11,38	14,41	10,50
MnO	0,26	0,29	0,30	0,22	0,29	0,18	0,06	0,14
MgO	9,13	12,51	9,14	12,57	11,07	14,91	11,91	14,97
CaO	10,40	10,50	10,74	11,10	0,23	1,15	0,43	0,78
Na ₂ O	1,51	1,22	1,77	1,33	0,22	0,30	0,24	0,30
K ₂ O	1,00	1,17	0,95	0,90	8,82	7,10	8,92	8,38
H ₂ O ⁻	0,30	0,40	0,32	0,24	(0,67)	(0,91)	(0,80)	(0,77)
П.П.П.	1,23	2,70	1,79	1,83	4,13	5,32	4,29	4,82
Сумма	99,73	99,95	100,04	99,72	100,31	100,08	99,38	99,61

Кэффициенты

F	52,6	38,6	52,6	35,3	49,5	36,2	46,3	34,3
f	30,6	29,7	42,8	26,8	41,2	30,1	40,4	28,2
f ₀	60,3	32,8	32,5	33,0	28,5	23,9	21,2	25,0
av _i	10,8	8,4	11,0	13,0	12,3	9,7	11,7	11,3
av	23,5	23,9	24,6	16,2	31,7	32,7	29,2	30,5

Аналитики: З. Ф. Сарафанова, З. П. Помазан.

Примечание. Обр. 424, 410 — биотито-роговообманковые гнейсы; обр. 400, 415 — роговообманково-биотитовые гнейсы.

Кристаллохимические формулы (по И. Д. Борнеман-Старынкевич)

1. Роговой обманки

Обр. 415 — (Ca _{1,67} Na _{0,43} K _{0,20}) _{2,30} (Fe _{0,88} ⁺² Mg _{2,03} Fe _{1,36} ⁺³ Mn _{0,04} Ti _{0,15} Al _{0,54}) ₅ (Si _{6,12} Al _{1,88}) ₅ O ₂₂ (OH _{1,71} O _{0,29}) ₂	
424 — (Ca _{1,63} Na _{0,35} K _{0,23}) _{2,21} (Fe _{1,15} ⁺² Mg _{2,71} Fe _{0,56} ⁺³ Mn _{0,04} Ti _{0,12} Al _{0,42}) ₅ (Si _{6,09} Al _{1,91}) ₅ O ₂₂ (OH) _{2,81}	
400 — (Ca _{1,71} Na _{0,50} K _{0,19}) _{2,40} (Fe _{1,52} ⁺² Mg _{2,03} Fe _{0,73} ⁺³ Mn _{0,04} Ti _{0,13} Al _{0,55}) ₅ (Si _{6,03} Al _{1,97}) ₅ O ₂₂ (OH) _{2,32}	
410 — (Ca _{1,72} Na _{0,38} K _{0,17}) _{2,27} (Fe _{1,00} ⁺² Mg _{2,71} Fe _{0,49} ⁺³ Mn _{0,03} Ti _{0,12} Al _{0,65}) ₅ (Si _{6,70} Al _{1,80}) ₅ O ₂₂ (OH _{1,93} O _{0,07}) ₂	

2. Биотита

Обр. 415 — (Ca _{0,02} Na _{0,03} K _{0,86}) _{0,91} (Mg _{1,28} Fe _{0,89} ⁺² Fe _{0,36} ⁺³ Mn _{0,02} Ti _{0,10} Al _{0,37}) ₃ (Si _{2,75} Al _{1,27}) ₄ O ₁₀ (O _{0,59} OH _{1,41}) ₂	
424 — (Ca _{0,09} Na _{0,05} K _{0,68}) _{0,82} (Mg _{1,66} Fe _{0,72} ⁺² Fe _{0,23} ⁺³ Ti _{0,10} Al _{0,29}) ₃ (Si _{2,69} Al _{1,31}) ₄ O ₁₀ (O _{0,32} OH _{1,68}) ₂	
400 — (Ca _{0,04} Na _{0,04} K _{0,87}) _{0,91} (Mg _{1,37} Fe _{0,93} ⁺² Fe _{0,25} ⁺³ Ti _{0,10} Al _{0,35}) ₃ (Si _{2,83} Al _{1,17}) ₄ O ₁₀ (O _{0,57} OH _{1,43}) ₂	
410 — (Ca _{0,06} Na _{0,05} K _{0,81}) _{0,92} (Mg _{1,68} Fe _{0,66} ⁺² Fe _{0,22} ⁺³ Ti _{0,10} Al _{0,34}) ₃ (Si _{2,78} Al _{1,22}) ₄ O ₁₀ (O _{0,48} OH _{1,52}) ₂	

навеска породы или мономинеральной фракции равна по объему 1 г, размер фракции 0,5—1 мм. Показания счетчика фиксировались через каждые 20°. Контрольный декрептофонический анализ пород, а также кварца и плагиоклаза из гнейсов, проведенный на декрептофонической установке микротермометрической лаборатории МГУ, показал полную идентичность характера кривых декрепитационной активности. Неоднократное повторение декрептофонического анализа одной и той же пробы показало, что расхождение результатов при средней и высокой декрептофонической активности не более ± 10 —15%, а при низкой активности до ± 30 %.

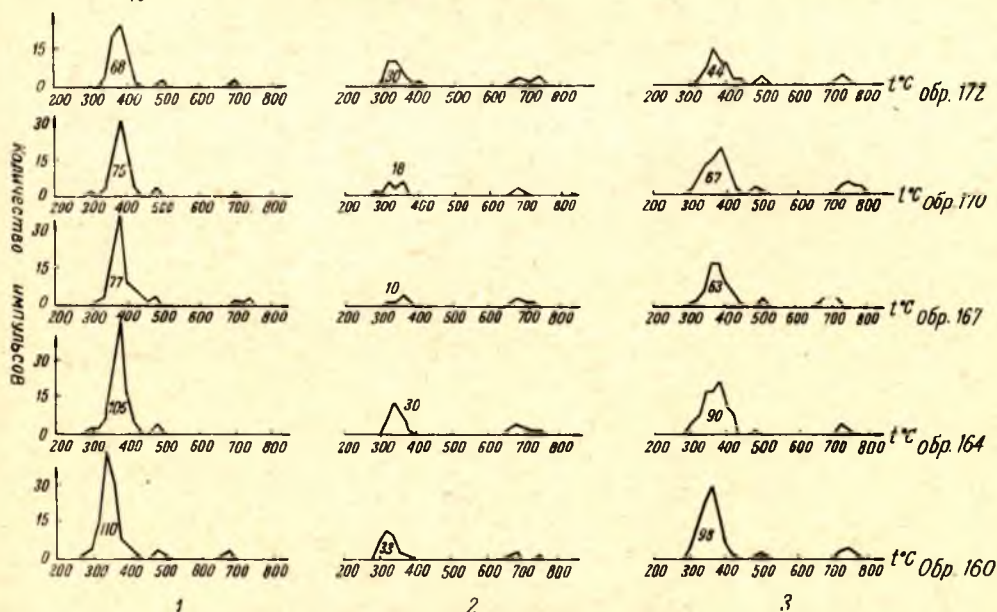


Рис. 50. Декрептограммы кварца (1), плагиоклаза (2) и кварц-полевошпатовой фракции (3) глиноземистых гнейсов месторождения Тэдино.

Декрептограммы гранато-биотитовых и дистено-гранато-биотитовых гнейсов характеризуются двумя пиками декрепитационной активности (рис. 50): низкотемпературным (интервал 260—420°) и высокотемпературным (интервал 640—760°). Близкая картина фиксируется для амфиболитов, биотито-роговообманковых гнейсов, биотитовых микроклин-плагиоклазовых гнейсов и гранито-гнейсов.

В мономинеральных фракциях изучены гранат (10 обр.), дистен (8 обр.), роговая обманка (30 обр.), плагиоклаз (32 обр.) и кварц (30 обр.). Декрептофоническому изучению слюд препятствует их весьма совершенная спайность, благодаря чему газowo-жидкие включения в ходе нагревания разгерметизируются, не достигнув гомогенизации. Взрыва не происходит, а следовательно, не фиксируется и акустический эффект.

Гранат, дистен и роговая обманка не проявили декрептофонической активности.

На декрептограммах плагиоклаза (рис. 50) отмечается два пика декрепитационной активности (низкотемпературный и высокотемпературный), соответствующие пикам для пород. Декрепитационная активность плагиоклаза в низкотемпературной и высокотемпературной области незначительная.

Наибольшей декрепитационной активностью обладает кварц. Декрептограммы кварца (рис. 50) характеризуются наличием резко выра-

женного низкотемпературного пика, соответствующего низкотемпературному пику для гнейсов. Декрепитационная активность кварца в интервале температур 260—440° наиболее высокая (достигает 120 импульсов). Высокотемпературный пик на декрептограммах кварца, соответствующий высокотемпературному пику для пород, выражен очень слабо (один — два импульса) и нередко вообще отсутствует.

Таким образом, при сравнении декрептограмм пород и породообразующих минералов становится очевидным, что декрепитационная активность пород в интервале температур 260—440° обусловлена декрепитационной активностью кварца и в незначительной мере — плагиоклаза. Декрепитационная активность пород в интервале температур 640—760° обусловлена декрепитационной активностью плагиоклаза и в незначительной мере — кварца.

Микротермометрический анализ

Данные о распределении, морфологии и агрегатном состоянии газовой-жидких включений получены в толстых полированных шлифах, изготовленных из минералов пегматита или гранато-биотитовых и дистено-гранато-биотитовых гнейсов. Для улучшения условий наблюдения обе стороны шлифа полировались, а сам он приклеивался к предметному стеклу. Толщина шлифов колебалась от 0,1 до 0,3 мм. При работе использовался поляризационный микроскоп «Польми», обычное увеличение — 400 \times (объектив — 40 \times и окуляр — 10 \times), для определения типа и температуры гомогенизации включений шлиф отклеивался, промывался спиртом и помещался в микротермокамеру с асбоцементным корпусом, близкую по конструкции к микротермокамере, используемой в Институте геологии и геофизики СО АН СССР (Долгов, Базаров, 1965). Скорость нагревания — 5° в минуту.

Газово-жидкие включения в минералах гнейсов. Изучение полированных шлифов гранато-биотитовых (6 шл.), дистено-гранато-биотитовых, а также измененных гнейсов (12 шл.) в количестве 200 определений показало, что разные минералы гнейсов насыщены газовой-жидкими включениями в различной степени. В гранате, дистене и биотите газово-жидкие включения не обнаружены. В плагиоклазах отмечались лишь редкие, одиночные включения. Наблюдение включений в плагиоклазе затрудняется развитием серицитизации и соответственно слабой прозрачностью зерен. Основная масса газовой-жидких включений заключена в зернах кварца.

Среди общего числа газовой-жидких включений в кварце подавляющее большинство составляют вторичные включения, законсервированные в трещинах минерала. Поиски первичных включений в кварце гранато-биотитовых гнейсов не увенчались успехом. В некоторых зернах кварца дистено-гранато-биотитовых гнейсов были встречены первичные единичные газово-жидкие включения (рис. 51). Эти включения расположены изолированно от других включений, изредка наблюдается серия первичных включений с одинаковым соотношением фаз. Наиболее часто первичные включения имеют ромбический облик — негативную форму кристаллов кварца.

Среди вторичных газовой-жидких включений нередко встречаются аномальные, характеризующиеся разным соотношением фаз в группах рядом расположенных включений. Однако большая часть включений является нормальной и отражает агрегатное состояние и физико-химические параметры действовавших минералообразующих сред.

По агрегатному состоянию вторичные газово-жидкие включения разделяются на три основные группы (рис. 52, 53, 54).



Рис. 51. Первичное включение в кварце дистено-гранато-биотитового гнейса. Шл. 148, ув. 600.

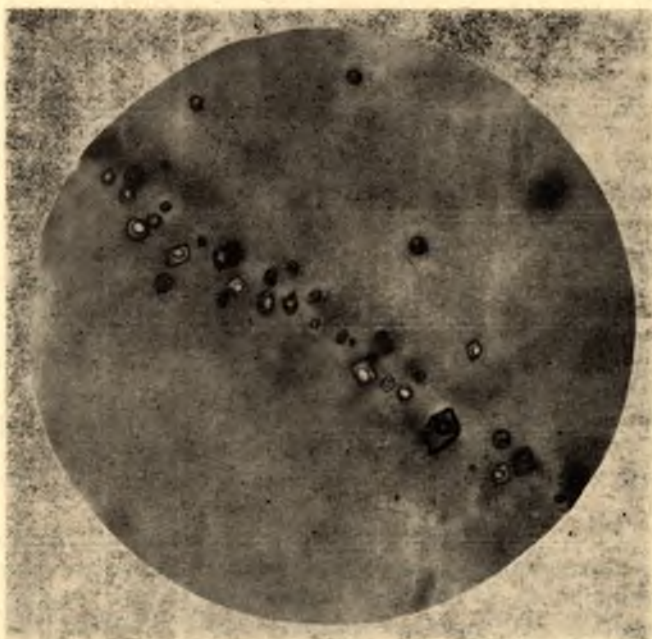


Рис. 52. Вторичное включение 2-й группы в кварце глиноземистых гнейсов околожильного ореола. Шл. 423, ув. 400.

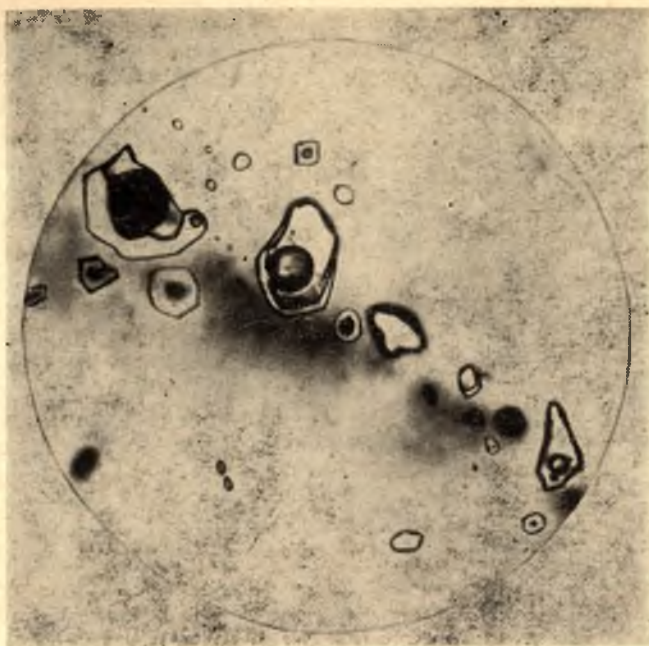


Рис. 53. Вторичное включение 2-й группы в кварце глиноземистых гнейсов околожильного ореола. Шл. 423, ув. 600.

Наблюдение под микроскопом показало увеличение количества газо-жидких включений по мере приближения к пегматитовой жиле. Кроме того, в непосредственной близости к жиле в кварце относительно увеличивается роль газовых и уменьшается роль жидких включений.

При нагревании включений выше температуры гомогенизации вторичные газовые включения первой группы выдерживают значительный перегрев (до 100 и более градусов). Жидкие включения второй и третьей групп, наоборот, при незначительном перегреве их выше температуры гомогенизации (на 20—30°) взрываются.

Газово-жидкие включения в минералах пегматита. Из всех минералов пегматита наиболее удобным для изучения является кварц, который в качестве породообразующего присутствует во всех структурных разновидностях пегматита. Первичность включений в кварце определялась по изолированному положению отдельных включений или серии включений с одинаковым соотношением фаз, а также по форме вакуолей преимущественно ромбического облика, соответствующей негативной форме кристаллов кварца.

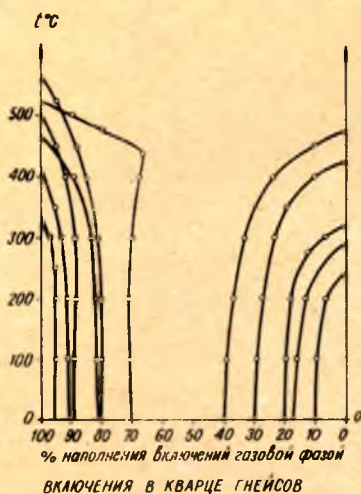
Первичные включения в кварце пегматита

Структура пегматита	Агрегатное состояние включений	Тип гомогенизации	Температура гомогенизации
Апографическая	$\Gamma > \text{Ж}$ (газа 80—90%)	II	500—580°
Пегматоидная	$\Gamma > \text{Ж}$ (газа 70—80%)	II	480—540°
Кварцевое ядро	Γ (газа 100%)	—	—
Кварц-мусковитовый комплекс	$\text{Ж} > \Gamma$ (газа 20—30%)	I	320—400°

Пегматит всех структур

Включения с углекислотой

Среди газовой-жидких включений в кварцах пегматитов первичные включения составляют меньшую часть. Большинство включений являются вторичными. Естественно, что включения, являющиеся первичными для более поздних структур пегматита, наблюдаются уже в качестве вторичных в более ранних структурах пегматита. Довольно часто внутри одной и той же трещины, содержащей вторичные включения, наблюдаются пересланывающиеся серии газовой-жидких включений с разным соотношением фаз, но одинаковым внутри серий. Нередко отмечаются аномальные включения, которые сравнительно легко отличаются. Кроме вышеперечисленных разновидностей газовой-жидких включений в качестве вторичных в кварце всех структур пегматита, наблюдается группа двухфазовых включений (газовой фазы 10—20%). Гомогенизация этих включений происходит в жидкую фазу при температуре 180—240°.



Гнейс	Группа включений	Агрегатное состояние	Тип гомогенизации	Температура гомогенизации, °C
Первичные				
Гранито-базальтовый	—	Не встречены	—	—
Диабазо-гранито-базальтовый	—	Ж>Г (газа ~ 40)	I	460 - 470
Вторичные				
Гранито-базальтовый и базальто-гранитный	1	Г>Ж (газа 70-90)	II	400 - 530
	2	Ж>Г (газа 20-30)	I	320 - 420
	3	Ж=Г (газа 10-20)	I	240 - 280
		Ж<Г<Жс углеводородной	I	150 - 180

Рис. 54. Группы включений в кварце глиноземистых гнейсов и ход их гомогенизации.

(001). Включения имеют обычно ромбическую форму, форму трапеции, прямоугольника или более простые формы, т. е. негативную форму кристаллов мусковита.

В кристаллах мусковита наблюдается значительное количество разгерметизированных включений. Разгерметизация включений происходит, вероятно, от взрыва при проходке горных выработок или от удара молотком при отборе образцов. Нередко наблюдаются включения, в которых газовая фаза преобладает над жидкой. Нагревание этих включений до 50—100° и последующее их охлаждение не приводит к восстановлению существовавшего до опыта соотношения фаз, что свидетельствует о нарушенной герметичности этих включений.

Лишь в образцах мусковита, наименее подвергшихся механическому воздействию, встречаются одиночные первичные включения, герметичность которых не вызывает сомнения. Они являются двух- и трехфазовыми ($G < Ж$, $K < G < Ж$) (рис. 55). Газовый пузырек в них занимает 20—30% объема, твердая фаза неизвестного состава — 10—20%. К сожалению, не удалось добиться гомогенизации этих включений. При температуре 180—220°, когда газовый пузырек частично уменьшился в размере, включения в результате увеличившегося внутреннего давления разгерметизируются. Соотношение фаз во включении при комнатной темпе-



Рис. 55. Первичные включения в мусковите кварц-мусковитового комплекса, ув. 400.

ратуре, а также уменьшение газового пузырька при нагревании свидетельствует о том, что гомогенизируется включение, вероятно, в жидкую фазу (I тип). Температура гомогенизации значительно выше 200° и, судя по температуре гомогенизации первичных включений с аналогичным соотношением фаз в сингенетичном с мусковитом кварце из кварц-мусковитового комплекса, будет колебаться в пределах $300\text{--}400^{\circ}$.

Полевые шпаты менее удобны для изучения газовой-жидких включений из-за интенсивно развитых вторичных процессов, которые снижают и без того не слишком хорошую прозрачность этих минералов.

Агрегатное состояние, тип и температуры гомогенизации включений в минералах гнейсов, положение максимума декрепитационной активности минералов гнейсов в области низких температур свидетельствуют о том, что декрепитационная активность минералов гнейсов в температурном интервале $320\text{--}440^{\circ}$ вызывается в основном вторичными включениями второй группы. Вторичные включения третьей группы и включения с углекислотой при этом играют подчиненную роль.

По агрегатному состоянию, типу и температуре гомогенизации вторичные включения 2-й группы в минералах гнейсов соответствуют первичным включениям в мусковите и кварце кварц-мусковитового комплекса, а также в мусковите пегматоидного пегматита.

Как указывалось, неспособность выдержать значительные перегревы сверх температуры гомогенизации характерна для гидротермальных растворов.

Проведенное определение потерь веса кварц-полевошпатовой фракции (3 обр.) при нагревании показало резкое увеличение потерь именно в температурном интервале $340\text{--}400^{\circ}$. Обращает на себя внимание отсутствие потерь веса в температурном интервале $640\text{--}760^{\circ}$.

Отсутствие пика декрепитационной активности при температурах $560\text{--}600^{\circ}$ свидетельствует, что микрорастрескивание кварца при $\alpha \rightarrow \beta$ переходе установкой не фиксируется.

Высокие температуры гомогенизации вторичных газовых включений, их способность из-за малой плотности выдерживать значительные перегревы свыше температуры гомогенизации заставляют сомневаться в том, что наличие высокотемпературного пика на декрептограммах гнейсов

и их минералов вызвано взрыванием именно газовых включений. Изменение декрепитационной активности минералов в температурном интервале 640—760° при очищении их от сростков (гранат, плагиоклаз), значительно большая декрепитационная активность в этом температурном интервале плагиоклаза, обладающего в отличие от кварца совершенной спайностью, свидетельствует, что основной причиной акустического эффекта при температурах 640—760° является, вероятно, растрескивание минералов по спайности, а также в результате расклинивающего действия твердых включений. Отсутствие потерь веса кварц-полевошпатовой фракции при температурах 640—760° подтверждает этот вывод.

С практической точки зрения можно сказать, что для поисков слюдоносных пегматитов наибольший интерес при декрептофоническом изучении гнейсов и их минералов представляет декрепитационная активность кварца и плагиоклаза в температурном интервале 260—440°.

Учитывая декрепитационную инертность роговой обманки, а также температурный интервал декрептофонической активности кварц-полевошпатовой фракции амфиболитов, биотито-роговообманковых гнейсов и биотитовых микроклин-плагиоклазовых гнейсов (280—420°), можно считать, что природа декрептофонической активности этих пород аналогична установленной для глиноземистых гнейсов.

Изменение декрептофонической активности пород и породообразующих минералов в пределах ореолов

Слюдяные пегматиты. В гранато-биотитовых гнейсах декрептофоническая активность полевого шпата очень мала (рис. 56). Какой-либо закономерности изменения ее в зависимости от типа жилы не отмечено.

Декрептофоническая активность кварца в гнейсах по направлению к жиле постепенно увеличивается, а затем в экзоконтакте несколько уменьшается. Наибольшее увеличение декрептофонической активности кварца отмечено на контакте жил III типа (в четыре раза выше фоновой). Близ жил I, II и IV типов увеличение декрептофонической активности кварца менее значительно (в 2—2,5 раза выше фоновой).

В дистено-гранато-биотитовых гнейсах декрептофоническая активность полевого шпата (рис. 56) по направлению к пегматитам увеличивается (в четыре раза выше фоновой). Аналогично увеличивается декрептофоническая активность кварца (в два раза выше фоновой) (рис. 56).

Кривая декрептофонической активности кварц-полевошпатовой фракции гнейсов в целом повторяет форму кривой активности кварца (рис. 56). В дистено-гранато-биотитовых гнейсах некоторую корректуру в форму кривой декрептофонической активности кварц-полевошпатовой фракции вносит декрептофоническая активность полевого шпата.

Значительная трудоемкость отбора мономинеральных фракций кварца и полевого шпата серьезно ограничивает возможности декрептофонического анализа. Использование кварц-полевошпатовой фракции, достаточно точно отражающей декрептофоническую активность как кварца, так и полевого шпата, позволяет проанализировать значительно большее количество образцов и установить более точные размеры и интенсивность «ореолов пропаривания».

В гранато-биотитовых гнейсах в непосредственной близости жил I и IV типов декрептофоническая активность кварц-полевошпатовой фракции увеличивается (в 2—2,5 раза выше фоновой) (рис. 57). С приближением к жилам II и III типов (рис. 57) декрептофоническая активность кварц-полевошпатовой фракции увеличивается (для жил II типа — в три раза выше фоновой, для жил III типа — в 4—5 раз выше фоновой), но в экзоконтакте жил II и III типов резко уменьшается (до фоновой).

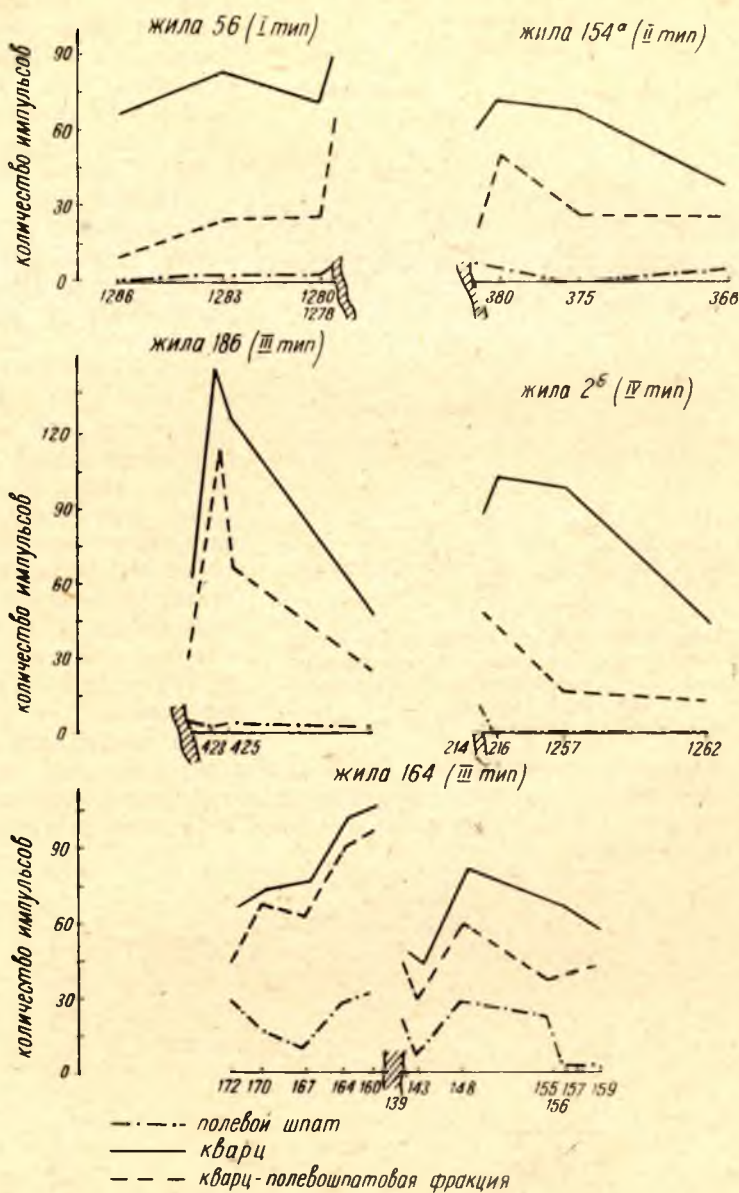


Рис. 56. Декрептофоническая активность в интервале 260—440° С кварца, полевого шпата и кварц-полевошпатовой фракции глиноземистых гнейсов на контакте жил месторождения Тэдино (М-6 горизонтальный 1 : 1000).

Повышенная декрептофоническая активность кварц-полевошпатовой фракции отмечается на расстоянии от жилы до 10 м.

В дистено-гранато-биотитовых гнейсах декрептофоническая активность кварц-полевошпатовой фракции вблизи жил увеличивается

(рис. 58). На контакте жил III типа увеличение достигает в 4—5 раз выше фонового, на контакте жил II—IV типов — в три раза, на контакте жил I типа — в два раза.

Повышенная декрептофоническая активность кварц - полевошпатовой фракции фиксируется на расстоянии от жилы до 30 м.

Керамические пегматиты. В амфиболитах вблизи жил декрептофоническая активность кварц-полевошпатовой фракции изменяется в целом незакономерно (рис. 59). Отмечается местами увеличение декрептофонической активности кварц - полевошпатовой фракции (в 2—3 раза выше фоновой) в участках развития граната в амфи-

болитах. «Ореол пропаривания» в целом совпадает с ореолом изменения минерального состава. Декрептофоническая активность биотитизированного амфиболита — в два раза выше фоновой, и биотито-плагиоклазовой породы — в 3—4 раза.

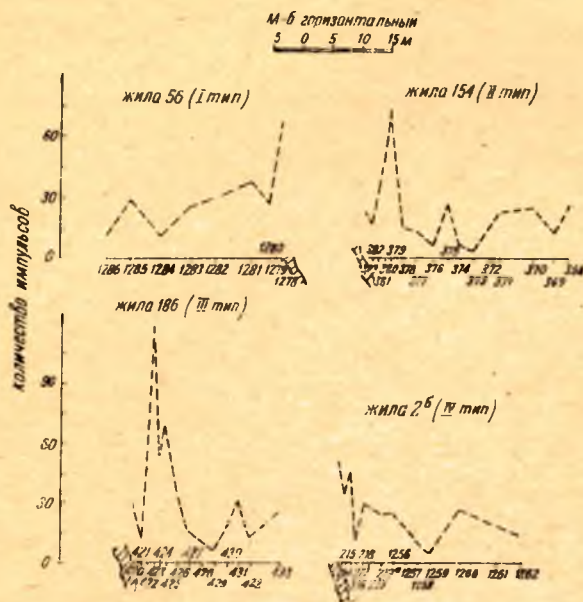


Рис. 57. Декрептофоническая активность в интервале 260—440° С кварц-полевошпатовой фракции глиноземистых гнейсов на контакте жил месторождения Тэдино.

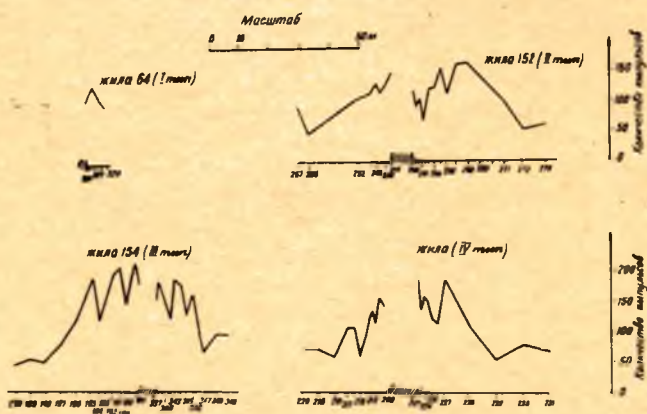


Рис. 58. Декрептофоническая активность в интервале 260—440° С кварц-полевошпатовой фракции глиноземистых гнейсов на контакте жил месторождения Малиновая Варакка.

Близкая картина фиксируется и на контакте пегматитов, залегающих в биотито-роговообманковых гнейсах (рис. 59).

На контакте со слюдяно-керамическими пегматитами существенно изменения декрептофонической активности кварц-полевошпатовой фракции биотитовых микроклино-плагиноклазовых гнейсов не установлено (рис. 59).

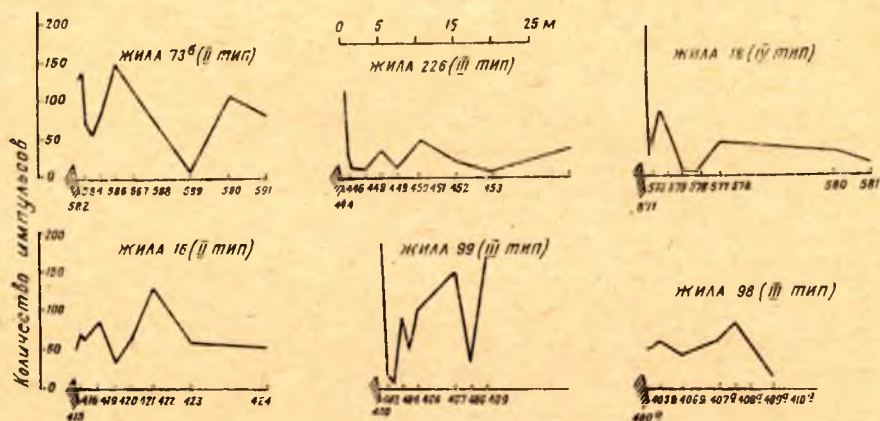


Рис. 59. Декрептофоническая активность в интервале 280—440°С кварц-полевошпатовой фракции амфиболитов на контакте керамических пегматитов (жил 73б, 226, 18), биотито-роговообманковых гнейсов на контакте керамических пегматитов (жил 16, 99), биотитовых микроклино-плагиноклазовых гнейсов на контакте слюдяно-керамических пегматитов (жила 98) месторождения Хетоламбино.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОРЕОЛОВ

Слюдяные пегматиты. Ореолы слюдяных пегматитов характеризуются зональностью, схема которой приведена в табл. 36. Учитывая, что внешние зоны ореола (1, 2 и 3 зоны) уже рассмотрены (раздел 2 настоящей гл.), в этом разделе основное внимание будет уделено внутренним зонам.

Такой разрыв в описании внешних и внутренних зон околожильного ореола приходится допустить с тем, чтобы подчеркнуть, что, если парагенезисы внутренних зон развиваются в пределах исключительно пегматитоносных полос и кустов и тесно генетически связаны с пегматитовым процессом, то парагенезисы трех внешних зон распространены шире и формирование их в связи с пегматитовыми жилами является лишь частным случаем более широкого процесса.

Анализ зависимости состава биотита гнейсов околожильного ореола от состава породы (табл. 37) показал отсутствие значимых связей. Это, по-видимому, объясняется тем, что освобождающееся железо не выносятся, а фиксируется на месте в виде минерала (замещение граната происходит без изменения содержания железа, магния и марганца в породе).

Отсутствие зависимости составов биотита и граната (табл. 22, 37) от состава породы, а также отчетливо выраженный в этих минералах изоморфизм магний — железо и магний — марганец определяют возможность характеристики температуры формирования пород околожильного ореола с использованием диаграмм зависимости составов граната и биотита от степени метаморфизма Г. М. Друговой, В. А. Глебовицкого (1965) и Д. А. Великославинского (1965б).

Схема зональности околожильного ореола слюдяных пегматитов

Зоны	Парагенезис	Виртуальные инертные компоненты	Вполне подвижные компоненты	Правило фаз	Переходные между зонами реакции
Гранато-биотитовый гнейс	Гр+Пл+Би+Кв	Si, Al, (Fe, Mg), Ca	H ₂ O, CO ₂ , K, Na	Φ=K	8,4 Гр+3,8 К ₂ О+8,2 Н ₂ О= =4,8 Би+4,3 Ди+10,4 Кв+ +3,4 Мт (сульфид) (1)
Дистено-гранато-биотитовый гнейс	Гр+Пл+Би+ +Ди+Кв	Si, Al, (Fe, Mg), Ca	H ₂ O, CO ₂ , K, Na, Si	Φ=K+1	2,7 Ди+3,5 Кв+2,0 К ₂ О+2,0 Н ₂ О= =2,0 Му (2)
Мусковито-гранато-биотитовый гнейс	Гр+Пл[±Би]+ +Му+Кв	Al, (Fe, Mg), Ca	H ₂ O, CO ₂ , K, Na, Si	Φ=K+1	0,5 Гр+0,2 Кв+0,2 К ₂ О+0,3 Na ₂ О+ +0,3 Н ₂ О=0,2 Би+0,5 Пл+ +0,8 FeO (3)
Мусковито-биотитовый гнейс	Пл+Би+Му+Кв	Al, (Fe, Mg), Ca	H ₂ O, CO ₂ , K, Na, Si	Φ=K+1	2,7 Пл+1,3 К ₂ О+1,3 Н ₂ О= =1,3 Му+3,3 Кв+0,8 СаО+ +1,9 Na ₂ О (4)
Мусковито-биотитовый слюдит	Би+Му+Кв	Al, (Fe, Mg)	H ₂ O, CO ₂ , K, Si, Na, Ca	Φ=K+1	2,7 Би+0,1 Н ₂ О=1,7 Му+2,0 Кв+ +2,4 FeO+3,5 MgO+0,9 К ₂ О (5)
Кварц-мусковитовый комплекс	Му+Кв	Al	H ₂ O, CO ₂ , K, Si, Na, Ca, Fe, Mg	Φ=K+1	
Зоны	Парагенезис	Виртуальные инертные компоненты	Вполне подвижные компоненты	Правило фаз	
Дистено-гранато-биотитовый гнейс	Гр+Пл+Би+Ди+Кв	Si, Al, (Fe, Mg), Ca	H ₂ O, CO ₂ , K, Na	Φ=K	
Мусковито-гранато-биотитовый гнейс	Гр+Пл+Би+Му+Кв	Al, (Fe, Mg), Ca	H ₂ O, CO ₂ , K, Na, Si	Φ=K+1	
Мусковито-биотитовый гнейс	Пл[±Би]+Му+Кв	Al, (Fe, Mg), Ca	H ₂ O, CO ₂ , K, Na, Si	Φ=K+1	
Мусковито-биотитовый слюдит	Би+Му+Кв	Al, (Fe, Mg)	H ₂ O, CO ₂ , K, Na, Si, Ca	Φ=K+1	
Кварц-мусковитовый комплекс	Му+Кв	Al	H ₂ O, CO ₂ , K, Na, Si, Ca, Fe, Mg	Φ=K+1	

Коэффициенты парной корреляции состава биотита и породы
околожильного ореола слюдяных пегматитов (число анализов — 18,
значимые при 5%-ном уровне величины подчеркнуты)

Порода \ Биотит	F	TiO ₂	MnO	K ₂ O	AlV _I
F	0,034	—0,321	—0,053	—0,170	—0,216
f ₀	0,036	—0,099	—0,290	0,269	0,422
TiO ₂	—0,248	0,155	0,146	—0,265	0,280
MnO	—0,059	—0,427	—0,434	0,010	—0,302
K ₂ O	0,368	—0,304	—0,104	0,195	0,053
Al'	0,195	—0,565	—0,261	—0,222	—0,238

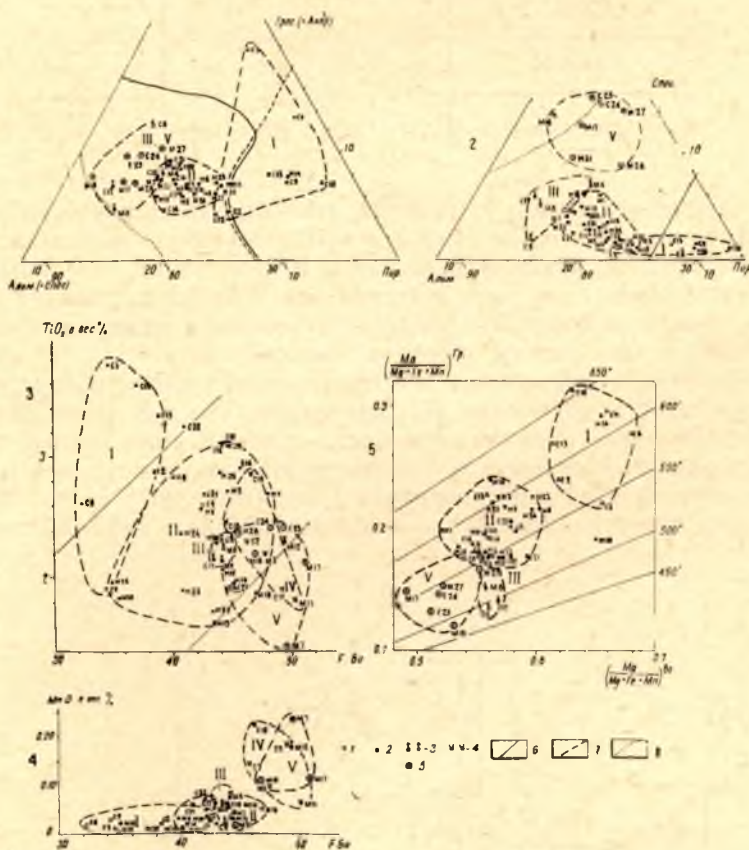


Рис. 60. Состав граната и биотита глиноземистых гнейсов месторождений Тэдино и Малиновка Варакка:

1, 3 — диаграммы Г. М. Друговой и В. А. Глебовицкого (1965), 2 — диаграмма Д. А. Великославинского (1965), 5 — диаграмма Л. Л. Перчука (1970), 1 — гранато-биотитовый гнейс, 2 — дистено-гранато-биотитовый гнейс, 3 — мусковито-гранато-биотитовый гнейс, 4 — мусковито-биотитовый гнейс, 5 — мусковито-биотитовый слюдит, 6, 7 — граница гранулитовой и амфиболитовой фаций, 8 — граница амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций.

На диаграммах гранатов Г. М. Друговой и В. А. Глебовицкого (1965), Д. А. Великославинского (1965б), диаграмме биотитов Г. М. Друговой и В. А. Глебовицкого (1965) (рис. 60) фигуративные точки составов этих минералов из пород внутренних зон ореола образуют поля на границе эпидото-амфиболитовой и амфиболитовой фаций с отклонением в ту и другую сторону. Поля пород мусковито-биотитового гнейса и мусковито-биотитового слюдита накладываются друг на друга, однако в среднем (рис. 60) степень метаморфизма мусковито-биотитового слюдита несколько ниже (высокотемпературная область эпидото-амфиболитовой фации).

Эти данные позволяют с использованием известных РТ-диаграмм принять температуру формирования мусковито-биотитового гнейса равной 500—550°, а мусковито-биотитового слюдита — 470—500°.

Таблица 38

Условные потенциалы ионизации (I) по В. А. Жарикову (1967) по внутренним зонам околожильного ореола слюдяных пегматитов

№ зон	4		5		6	
ассоциации	исх.	возн.	исх.	возн.	исх.	возн.
I ккал/моль	204	199	202	202	189	202

Суждение относительно режима кислотности-щелочности в пределах внутренних зон ореола (4, 5, 6 зоны) может быть высказано уже на основе переходных реакций (табл. 36). В отличие от описанных в разделе 2 настоящей главы трех внешних зон, при формировании внутренних зон ореола развивается процесс растворения минералов, содержащих основные компоненты (железо, кальций, магний), т. е. кислотное выщелачивание. О повышении в конце процесса кислотности растворов свидетельствует и уравнение (5), где видно, что для соответствующей реакции характерно падение активности калия. К аналогичным выводам приводят расчеты условных потенциалов ионизации исходной и возникшей ассоциаций в реакциях перехода (Жариков, 1967) (табл. 38).

Анализ парагенезисов околожильного ореола (табл. 36) позволяет

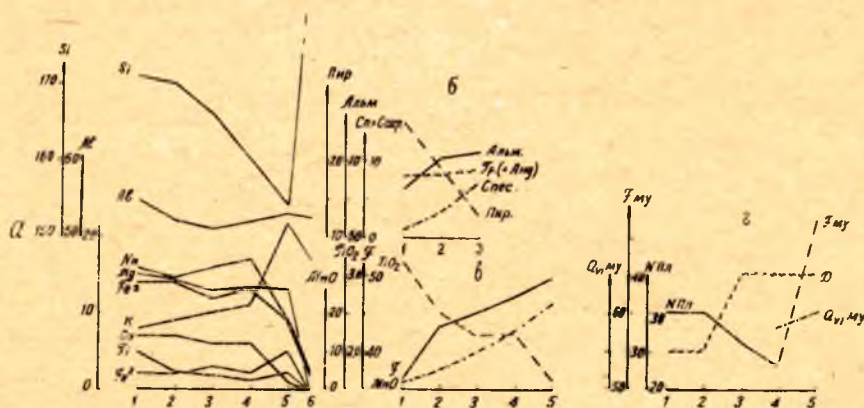


Рис. 61. Характер изменения химического состава породы (а), граната (б), биотита (в), плагиоклаза, мусковита и декрептофонической активности в интервале 260—440° С кварц-полевошпатовой фракции (г) глиноземистых гнейсов по зонам околожильного ореола слюдяных пегматитов.

сделать ряд выводов. Три внешние зоны ореола (1, 2 и 3) отвечают процессам, описанным в разделе 2 настоящей главы, и, как было установлено, представляют собой метасоматические фации, различия между которыми определяются разницей температуры, активности калия и воды (число виртуальных инертных компонентов в системе остается постоянным). В целом смена парагенезисов внешних зон ореола отвечает стадии возрастающей щелочности растворов и сопровождается поступательным возрастанием активности воды и снижением температуры.

Иные особенности характерны для внутренних зон ореола (зоны 4, 5, 6). Последовательный переход инертных компонентов во вполне подвижное состояние (что хорошо подтверждается также расчетом баланса вещества для рассматриваемых зон, рис. 61) и соответствующее этому переходу последовательное уменьшение числа фаз в парагенезисах несомненно указывают на развитие здесь метасоматической колонки

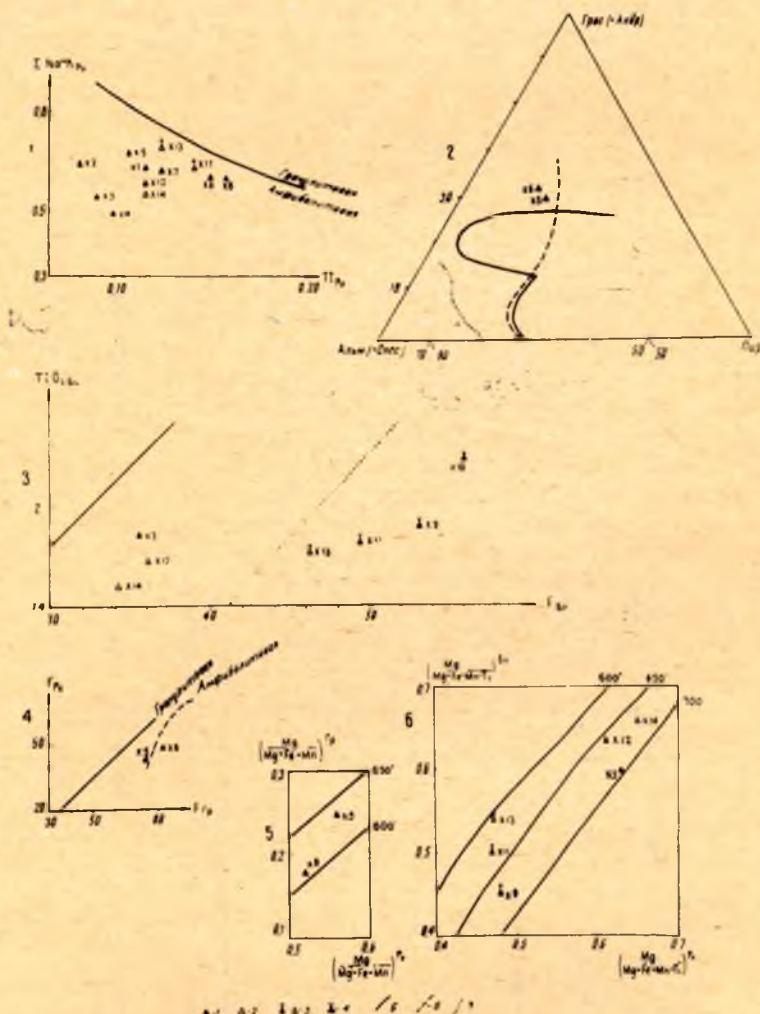


Рис. 62. Состав роговой обманки, граната и биотита амфиболитов и биотито-роговообманковых гнейсов месторождений Хетоламбино: 1 — диаграмма В. В. Закруткина (1968), 2, 3, 4 — диаграммы Г. М. Друговой и В. А. Глебовицкого (1965), 5, 6 — диаграммы Л. Л. Перчука (1970). 1 — амфиболит, 2 — биотито-роговообманковый гнейс, 3 — биотитизированный амфиболит и гнейс, 4 — биотито-плагноклазовая порода, 5, 6 — граница гранулитовой и амфиболитовой фаций, 7 — граница амфиболитовой и эпидит-амфиболитовой фаций.

Схема зональности околожильного ореола керамических пегматитов

Зоны	Парагенезис	Виртуальные инертные компоненты	Вполне подвижные компоненты	Правило фаз	Переходные реакции
Амфиболит с биотитом и гранатом	Гр+Ро+Пл+Би+Кв	Si, Al, Ca, (Mg, Fe)	H ₂ O, CO ₂ , K, Na	$\Phi = K + 1$	$3,1 \text{ Гр} + 0,8 \text{ Би} + 3,0 \text{ Na}_2\text{O} + 5,3 \text{ SiO}_2 + 1,3 \text{ H}_2\text{O} =$ $= 1,1 \text{ Ро} + 3,7 \text{ Пл} + 3,7 \text{ FeO} + 0,4 \text{ K}_2\text{O} \quad (1)$ $0,5 \text{ Ро} + 3,2 \text{ Би} + 0,4 \text{ SiO}_2 + 1,8 \text{ Na}_2\text{O} = 1,6 \text{ Би} +$ $+ 2,9 \text{ Пл} + 2,6 \text{ FeO} + 3,2 \text{ MgO} + 1,4 \text{ K}_2\text{O} + 3,3 \text{ H}_2\text{O} \quad (2)$ $1,6 \text{ Пл} + 1,4 \text{ FeO} + 1,7 \text{ MgO} + 1,0 \text{ K}_2\text{O} + 1,8 \text{ H}_2\text{O} =$ $= 1,3 \text{ Би} + 0,8 \text{ Кв} + 0,5 \text{ CaO} + 1,1 \text{ Na}_2\text{O} \quad (3)$
Биотитовый амфиболит	Ро+Пл+Би+Кв	Al, Ca, (Fe, Mg)	H ₂ O, CO ₂ , K, Na, Si	$\Phi = K + 1$	
Биотито-плагиоклазовая порода	Пл+Би+Кв	Al, Ca	H ₂ O, CO ₂ , K, Na, Si, Fe, Mg	$\Phi = K + 1$	
Кварц-биотитовый комплекс	Би+Кв	Al	H ₂ O, CO ₂ , K, Na, Si, Fe, Mg, Ca	$\Phi = K + 1$	

Зоны	Парагенезис	Виртуальные инертные компоненты	Вполне подвижные компоненты	Правило фаз
Биотито-роговообманковый гнейс	Ро+Пл+Би+Кв	Si, Al, Ca, (Fe, Mg)	H ₂ O, CO ₂ , K, Na	$\Phi = K$
Биотито-плагиоклазовая порода	Пл+Би+Кв	Al, Ca	H ₂ O, CO ₂ , K, Na, Fe, Si, Mg	$\Phi = K + 1$
Кварц-биотитовый комплекс	Би+Кв	Al	H ₂ O, CO ₂ , K, Na, Fe, Si, Mg, Ca	$\Phi = K + 1$

(табл. 36). Последняя, судя по снижению активности щелочей и переходу в раствор таких оснований, как кальций, железо и магний, отвечает стадии возрастающей кислотности (фация кислотного выщелачивания). Активность воды в процессе продолжает поступательно возрастать.

Таким образом, в околожильной зональности слюдяных пегматитов могут быть выделены две части: внешние зоны (1—3), являющиеся метасоматическими фациями, отвечающими стадии возрастающей щелочности, и внутренние зоны (4—6), представляющие собой колонку, соответствующую стадии возрастающей кислотности (фация кислотного выщелачивания) пегматитообразующих растворов (см. гл. VII).

Формирование всех шести околожильных зон протекает, судя по имеющимся данным, на фоне направленного снижения температуры и повышения активности воды.

Керамические пегматиты. Ореолы керамических пегматитов характеризуются зональностью, схема которой приведена в табл. 39. О степени метаморфизма пород внутренних зон ореола можно судить по составам биотитов. Биотиты биотитизированного амфиболита и гнейса, а также биотито-плагноклазовой породы образуют поле в высокотемпературной области эпидото-амфиболитовой фации (рис. 62), т. е. по степени метаморфизма обе эти породы соответствуют породам внутренних зон ореола слюдяных пегматитов. Температурный интервал формирования внутренних зон ореола керамических пегматитов может быть охарактеризован значениями 500—550° — для биотито-плагноклазовой породы и 470—500° — для биотито-кварцевого комплекса.

Характер переходных реакций (табл. 39), расчет условных потенциалов ионизации исходной и возникшей ассоциаций по методу В. А. Жарикова (1967) (табл. 40) свидетельствует о развитии с приближением к жилам все более кислотных ассоциаций.

Сравнение парагенезисов околожильного ореола (табл. 39) показывает последовательное уменьшение числа минералов в парагенезисах каждой следующей зоны и соответствующий этому последовательный переход железа, магния и кальция из инертного состояния во вполне подвижное, что свидетельствует (наряду с характеристикой кислотности-щелочности растворов) о развитии на контакте керамических пегматитов метасоматической колонки фации кислотного выщелачивания (табл. 39). Как видно из уравнений переходных реакций, по мере развития колонки направленно увеличивается активность воды.

Таблица 46

Условные потенциалы ионизации (I) по В. А. Жарикову (1967)
по внутренним зонам околожильного ореола керамических пегматитов

№ зоны	2		3		4	
	исх.	возн.	исх.	возн.	исх.	возн.
ассоциации						
I ккал/моль	193	199	189	198	202	204

Таким образом, устанавливается, что парагенезисы ореолов керамических пегматитов соответствуют парагенезисам трех внутренних зон ореолов слюдяных пегматитов и формируются на стадии возрастающей кислотности (фация кислотного выщелачивания) пегматитообразующих растворов (гл. VII). В то же время минеральные фации более высокотемпературного метасоматоза стадии максимальной щелочности (гл. VII), проявленные во внешних зонах ореолов слюдяных пегматитов на контактах с керамическими пегматитами не зафиксированы.

ГЛАВА VI

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ ПЕГМАТИТОВ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ В ПРЕДЕЛАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Региональные закономерности размещения различных гранитных пегматитов рассмотрены в литературе весьма широко (Антонюк, 1968; Великославинский и др., 1963; Горлов, 1960; Другов, Карпов, 1967; Завалишин, Чесноков, 1960; Калафати, 1960; Леонтьев, 1963; Макиевский, 1962а, 1968; Недумов, 1961; Гинзбург, Родионов, 1960; Родионов, Гинзбург, 1964; Рыцк, 1962, 1969; Соколов Ю. М., 1959, 1970; Соседко, 1961; Солодов, 1962; Чесноков, 1966). Известен также целый ряд фондовых работ (Е. П. Чуйкина, Л. В. Калафати, С. И. Макиевский, В. Н. Чесноков и др.).

Сформулированы важные положения о генетической и пространственной связи пегматитов с гранитоидами мигматитовой формации щитов и древних платформ и с гранитоидами интрузивной формации областей завершённой складчатости, о зональности пегматитовых поясов и полей в связи с действием магматического, метаморфического, структурного и литологического факторов. Все эти данные составляют основу современных знаний о геологическом положении и условиях формирования гранитных пегматитов.

В то же время в приведенном ряду публикаций работы, содержащие данные о локальных закономерностях размещения пегматитов и, особенно, слюдяных и керамических, занимают весьма скромное место, что связано с объективными трудностями в освоении конкретных месторождений.

В связи с этим одна из задач дальнейшего исследования этой стороны пегматитообразования состоит в детализации установленных общих связей применительно к малым площадям (месторождениям, пегматитоносным зонам, кустам), располагающимся целиком в пределах геологически однородных блоков — локальных складчатых и разрывных структур, одной фациальной зоны регионального метаморфизма, однородных литологических пачек и т. п. Сведения такого рода представляются сейчас актуальными как основа поисковых критериев на продуктивных площадях и как один из источников дальнейшего накопления фактического материала в познании природы пегматитов.

Изучение характера распределения жил в пределах месторождений приводит к выводу о том, что одним из главных типов рудоконтролирующих (рудовмещающих) структур являются пегматитоносные полосы. Многие из этих полос («зон») были выделены при геологических съемках разного масштаба (Е. П. Чуйкина, Э. А. Поляк) и затем детально вскрыты поисково-разведочными работами.

Морфологически пегматитоносные полосы представляют собой линейно вытянутые по падению и простираению системы жильных тел, ориентированных приблизительно в одном направлении при отклонении элементов залегания отдельных из них в среднем на $\pm 10^\circ$, редко $\pm 30^\circ$.

Вся свита жил, если рассматривать ее в объеме, образует фигуру типа параллелепипеда, у которого высота близка по величине к продольной горизонтальной оси. Поскольку чаще всего приходится рассматривать распределение пегматитов в плане, то условно везде далее удобно говорить о «пегматитоносной полосе» как о горизонтальной проекции параллелепипеда.

Ориентировка пегматитоносных полос относительно элементов залегания вмещающих пород различна. Однако резко преобладают поперечно-секущие и значительно менее развиты продольно-секущие (Хитогора, Лопатова губа, Слюдоваракка). Согласно с гнейсами пегматитоносные полосы в районе неизвестны. Падение жильных тел в пределах изученных полос преимущественно крутое: для поперечно-секущих структур — $70-90^\circ$, для продольно-секущих — $45-70^\circ$. Впрочем, следует сказать, что углы падения жильных тел могут резко меняться при переходе полосы через границы литологически различных горизонтов (меридиональные полосы Малиновой Варакки). При этом простираание структуры остается прежним.

Взаимоотношения пегматитоносных полос с более крупными складчатыми структурами также весьма разнообразны. Но как показали детальные съемочные работы (Е. П. Чуйкина, Л. В. Калафати, Н. В. Горлов), все наиболее изученные к настоящему времени полосы так или иначе пространственно связаны с антиклинальными складками. Однако наиболее протяженные из секущих полос могут переходить внутри таких складок из замковых областей на крылья или даже выходить за пределы складки (Малиновая Варакка, Пертиваракка).

Преобладающим соотношением осевых плоскостей складок и полос является поперечное, однако известны полосы с субпараллельным расположением относительно осевой плоскости складки (восточный склон Хитогоры).

По внутреннему строению пегматитоносные полосы неоднородны. Каждая из детально вскрытых полос состоит из полостей трех видов:

а) полости «осевой» системы — наиболее крупные по падению и простираанию, морфологически наиболее сложные с многочисленными апофизами, раздувами и пережимами мощности, перегибами осевых плоскостей;

б) полости «спутствующей» системы — более мелкие, простые по форме, ориентированные параллельно полостям «осевой» системы;

в) полости оперяющей системы — также относительно мелкие и простые, отклоняющиеся по простираанию от «осевых» полостей на $\pm 10-30^\circ$.

Полости «осевой» системы чаще всего занимают положение в середине полосы. Однако известны случаи асимметричного распределения, когда «осевые» полости располагаются вдоль одного из боков пегматитоносной структуры. Характерная структурная особенность пегматитов, связанных с трещинами «осевых» систем, заключается в широком развитии здесь процессов внутрирудной тектоники. Следы этих процессов широко фиксируются в виде характерных структурных элементов (гл. III). Все рассмотренные элементы внутрирудной тектоники характерны исключительно для жил, выполняющих «осевые» зоны этих контролирующих пегматиты структур.

Такую же закономерную избирательность в пространственном размещении внутри полосы обнаруживают пегматиты различных структурно-парагенетических типов. Это явление устанавливается для пегматитов всех трех фациальных групп, однако только для тех участков полос, которые залегают в литологически однородных горизонтах разреза, т. е. для тех случаев, когда влияние состава вмещающих пород на состав

и строение пегматитов оказывается как бы снятым. Наблюдаемая на всех изученных месторождениях пространственная приуроченность пегматитов различного состава выражена так, что жилы относительно простые по составу и строению (I и II типы) всегда связаны с относительно малыми и простыми по форме полостями оперяющей и «сопутствующей» систем, в то время как парагенетически и текстурно наиболее сложные жилы (III, IV типов) выполняют полости «осевой» системы. Вследствие этого внутри пегматитоносных полос проявляется горизонтальная зональность в расположении пегматитов различных структурно-парагенетических типов, поперечная простирацию полосы. В зависимости от места полостей «осевой» системы внутри полосы могут быть выделены два вида такой зональности: симметричная и асимметричная.

Симметричная зональность выражается в закономерной смене типов пегматитов с I по IV в направлении от периферии полосы к ее середине. В данном случае полости «осевой» системы занимают положение в середине полосы (рис. 63, 66). Если «осевые» полости располагаются вдоль одного из боков полосы, то в пределах такой структуры фиксируется асимметричная зональность в размещении типов пегматитов — постепенная односторонняя смена жил с I по IV типы при движении от одного бока полосы к другому, в направлении к полостям «осевой» системы (рис. 64, 65).

На приведенных схемах видно, что пегматитоносные полосы каждого конкретного месторождения могут быть представлены не полным рядом типов, составляющих данную фациальную группу пегматитов, а лишь частью этого ряда. Тем не менее описанная направленность смены типов по мощности полосы выдерживается во всех случаях.

Если учесть определенное однообразие каждого из рассмотренных участков с точки зрения состава и механических свойств вмещающих пород, то можно предположить, что описанные выше структурные различия пегматитовмещающих полостей (морфология, размеры, развитие процессов внутрирудной тектоники) есть результат различной интенсивности и длительности дорудных и внутрирудных разрывных тектонических движений в пределах различных зон пегматитоносной полосы.

Тогда в общем виде установленное явление может быть описано как проявляющееся в пространстве закономерное усложнение минерального состава (увеличение числа типоморфных минеральных ассоциаций) в направлении от периферических к «осевым» тектонически наиболее активным и проработанным в дорудное и внутрирудное время областям (зонам) полос. Характерно при этом, что все структурно-минеральные комплексы (ассоциации) поздних стадий пегматитового процесса: микроклиновый пегматит блоковой структуры, микроклиновый пегматит блоково-грубографической структуры с лейстовым биотитом, «пегматоидный» мусковит, кварц-мусковитовый комплекс, блоковый кварц, альбит-кальцит-серицитовая ассоциация, подавляющее большинство второстепенных и акцессорных минералов — оказываются пространственно связанными с «осевыми» зонами пегматитоносных полос.

Установленная зональность может быть использована практически, поскольку пегматиты, залегающие в «осях» полос, по количеству промышленного мусковита во много раз превосходят жилы периферических зон этих структур. С другой стороны, приуроченность поздних, главным образом, метасоматических ассоциаций к «осевым» и промежуточным зонам полос, где в то же время наиболее широко развиты внутрирудные разрывные структуры, свидетельствует о важной роли в развитии процессов метасоматического этапа дизъюнктивных деформаций, наложенных на ранние пегматиты (Никитин, 1952б, 1964; Рыцк, 1962).

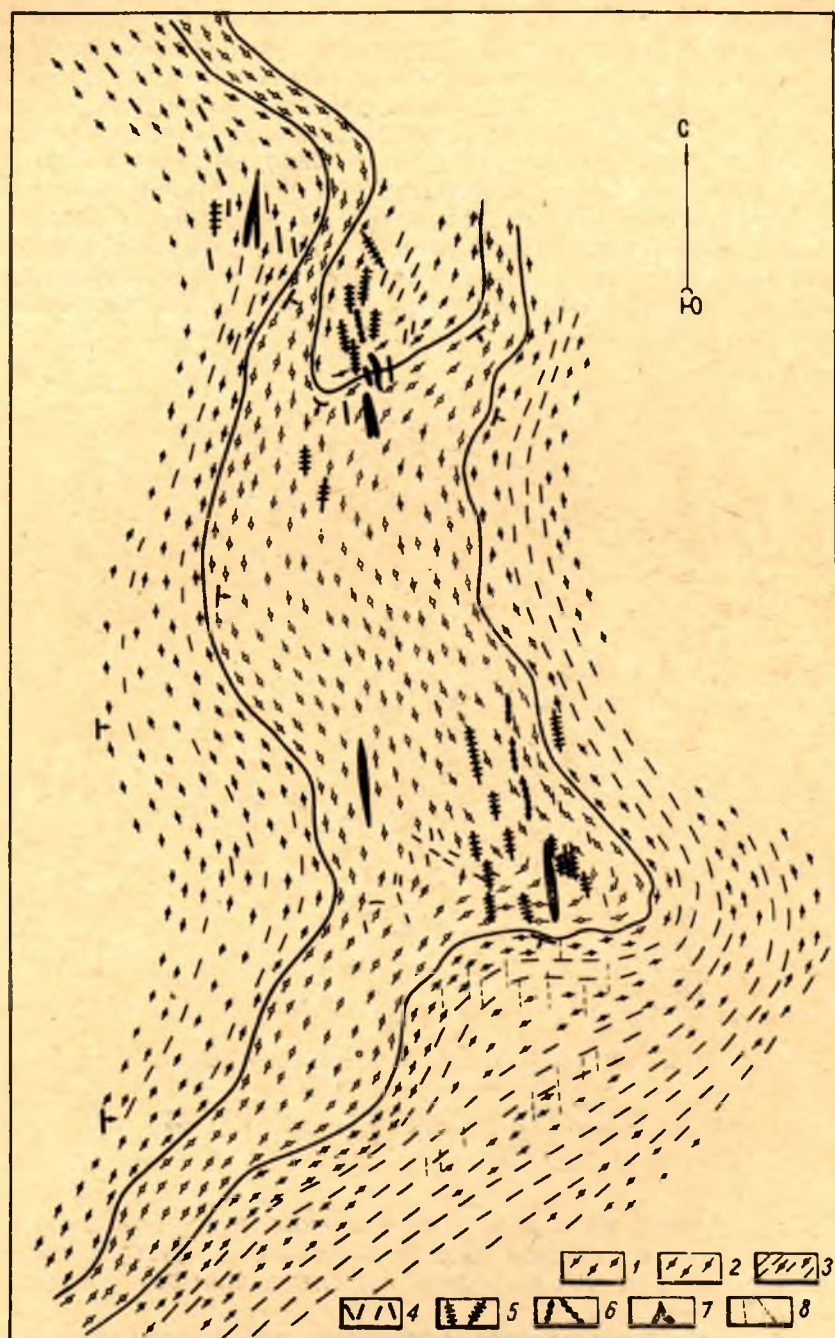


Рис. 63. Зональность пегматитоносной полосы на месторождении Малинов-
вая Варакка:

1 — гранато-биотитовые гнейсы, 2 — дистено-гранато-биотитовые гнейсы, 3 — биотито-
вые микроклин-плагиоклазовые гнейсы; пегматиты: 4 — I тип, 5 — II тип, 6 — III тип,
7 — IV тип, 8 — пегматиты 2-8 фаз. гр.

Пегматиты различных структурно-парагенетических типов в пределах каждой из фациальных групп отличаются, как показано в работе, целым рядом важных черт вещественного состава: качественным набором (сочетанием) типоморфных структурно-минеральных комплексов, количественным соотношением их, химическим составом породообразующих минералов. В то же время на многочисленных примерах устанавливается, что в пределах изученных месторождений (Тэдино, Малиновая Варакка, Карельский, Полубояры, Хетоламбино, им. Чкалова) пегматиты всех выделенных типов располагаются в непосредственной близости друг к другу (десятки, первые сотни метров) в одинаковой геологической обстановке, нигде не пересекая друг друга. Иначе говоря, в тесном пространственном соседстве в одних и тех же геологических условиях постоянно наблюдаются разновозрастные пегматиты, резко различные по своему валовому химическому составу.

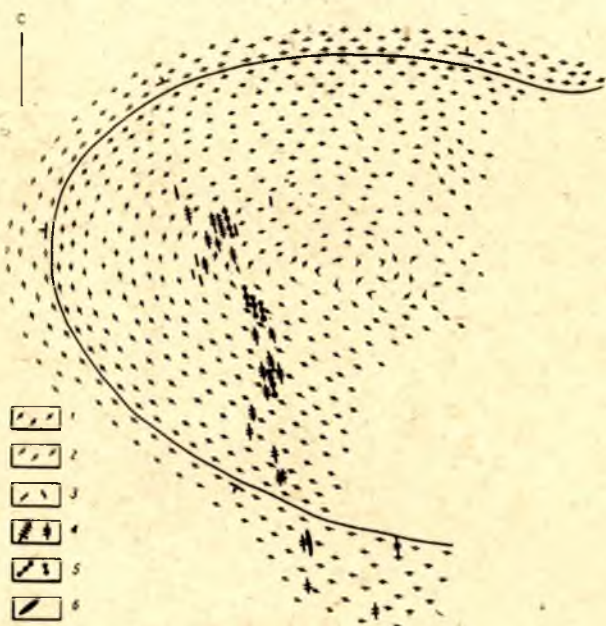


Рис. 64. Зональность пегматитоносной полосы на месторождении Пертиваракка:

1 — гранато-биотитовые плагиогнейсы, 2 — дистено-гранато-биотитовые плагиогнейсы; пегматиты: 3 — I тип, 4 — II тип, 5 — III тип, 6 — IV тип.

Представляется, что подобные соотношения трудно объяснить в рамках взглядов о магматической природе пегматитов с однократным заполнением жильных полостей расплавом и последующим развитием процессов аутометасоматоза.

Одна и та же последовательность смены типов пегматитов поперек пегматитоносных полос на многих различных по своим геологическим чертам месторождениях может рассматриваться в качестве еще одного аргумента — наличия единого генетического ряда пегматитов, проявляющегося в трех различных фациальных группах (Гродницкий, 1971).

Учитывая тот факт, что переход от одного типа жил к другому в пределах полосы сопровождается закономерной сменой типоморфных структурно-минеральных комплексов (ассоциаций), можно предположить, что

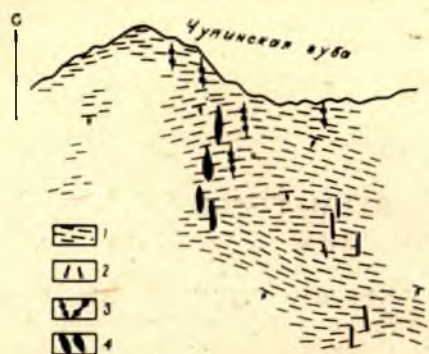


Рис. 65. Характер пространственного размещения пегматитов 2-й фаз. гр. на месторождении Попов Наволок:

1 — биотитовые микроклин-плагиоклазовые гнейсы; пегматиты: 2 — I тип, 3 — II тип, 4 — III тип.

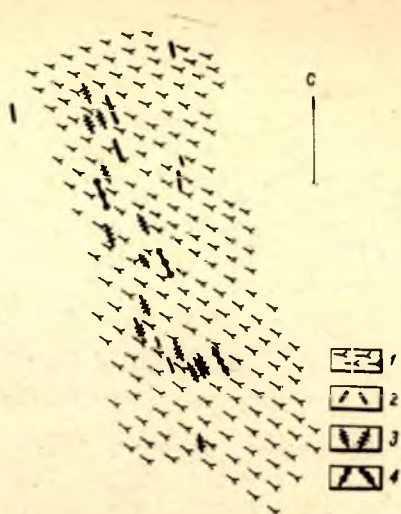


Рис. 66. Характер пространственного размещения пегматитов 3-й фаз. гр. на месторождении зап. Хетоламбино:

1 — амфиболиты; пегматиты: 2 — I тип, 3 — II тип, 4 — III тип.

установленная зональность является отражением в пространстве зональности метасоматических фаций (Коржинский, 1957), возникшей при наложении послемагматических растворов на пегматиты I типа. В главе VII, где рассматривается этот вопрос, показано, что причина смены метасоматических фаций пегматитов в пространстве заключается в зональном изменении температуры растворов и проходе кислотно-щелочной волны.

ГЛАВА VII

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ПЕГМАТИТОВ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

Обсуждению природы пегматитов посвящена огромная литература. Даже сжатый обзор этапов развития взглядов на процесс формирования пегматитовых жил и сложившихся к настоящему времени направлений в науке о пегматитах мог бы служить предметом специальной работы и занял бы многие страницы.

После классических работ А. Е. Ферсмана (1931), Д. С. Коржинского (1937) и А. Н. Заварицкого (1944, 1947) генетические вопросы освещались в работах В. Д. Никитина (1950, 1952б, 1956, 1959), К. А. Власова (1951, 1955, 1961), Е. Камерона и др. (1951), А. И. Гинзбурга (1955, 1960), Н. А. Солодова (1962, 1971), И. Б. Недумова (1962), К. А. Шуркина и др. (1962), И. К. Карпова (1965), Б. М. Шмакина (1963, 1964), И. В. Давиденко (1968б, 1969б), А. С. Никанорова (1969), Ю. М. Соколова (1970). Многочисленные работы, в частности, обсуждают генезис слюдоносных пегматитов. Более ранние работы (Григорьев, 1937; Якшин, 1937; Коноплев, 1937; Амеландов, 1937; Альтгаузен, 1937; Петровская, 1937; Лабунцов, 1939) в большинстве своем рассматривают процессы образования пегматитов в полном соответствии с идеями А. Е. Ферсмана (1931).

Г. Н. Бунтин (1940), стоя также на позиции кристаллизации пегматитового расплава, однако, генетически тесно увязывает пегматиты с вмещающими породами, доказывает для некоторых случаев поступление пегматитообразующего расплава непосредственно из гнейсов.

Начиная с конца сороковых годов в науке о слюдоносных пегматитах, главным образом, усилиями В. Д. Никитина, развивающего идеи Д. С. Коржинского и А. Н. Заварицкого, формируется новое направление, отрицающее специфический пегматитовый расплав и рассматривающее пегматит как продукт сложного взаимодействия перекристаллизации и метасоматоза магматических, главным образом, жильных гранитоидов. Генетические взгляды В. Д. Никитина оказались плодотворными при дальнейшем изучении целого ряда важных вопросов и, прежде всего, при исследовании главнейшего этапа минерализации слюдоносных пегматитов — разнообразных и сложных процессов метасоматоза. Теперь уже нет, пожалуй, ни одного автора, который бы отрицал важную роль процессов замещения при формировании пегматитов. Тем не менее многочисленная группа исследователей слюдоносных пегматитов так или иначе признает пегматитовую магму и ее важную роль, особенно на ранних стадиях становления пегматитов (Горлов, Симонова, 1957а; Родионов, 1959; Макиевский, 1958; Андреев, 1961; Шуркин и др., 1962; Дворкин-Самарский, 1962; Шмакин, 1963; Карпов, 1965). Однако многие из этих авторов, придавая решающую роль кристаллизации пегматитового расплава, допускают значительный размах явлений перекристалли-

зации (Шуркин и др., 1962; Соколов, 1959, 1970 и др.). Важную роль в наметившемся за последние пять-шесть лет укреплении позиций сторонников пегматитового расплава сыграло обсуждение в литературе новых данных физической химии, касающихся растворимости летучих в силикатных системах (Tuttle, Bowen, 1958; Kennedy a. oth., 1962), а также вариантов интерпретации диаграммы «породообразующий силикат — вода» (Островский, 1951; Смит, 1954; Николаев, Доливо-Добровольский, 1961; Смит, Джанс, 1963), итоги которого были подведены Н. Менертом (1963) и В. П. Петровым (1964). Это обсуждение показало, что: а) кристаллизация пегматита из обогащенного летучими компонентами надкритического силикатного расплава анатектической природы является теоретически возможным и в условиях глубинных зон земной коры вполне реальным процессом; б) эволюция системы «породообразующий силикат — вода» может быть интерпретирована несколькими теоретически возможными путями в зависимости от характера изменений внешних условий. Таким образом, вариант с ретроградным кипением (Заварицкий, 1944) является лишь одним из вероятных, но не предпочтительным и, тем более, не единственным.

Следовательно, всем ходом развития знаний о природе пегматитов сейчас наглядно доказывается действие трех различных процессов при формировании зональных слюдоносных пегматитов: кристаллизации пегматитового расплава, перекристаллизации мелко- и среднезернистых пород в более крупнозернистые и метасоматического преобразования пегматита. Такой вывод, по крайней мере, как представляется, должен быть сделан, если проанализировать обширный фактический материал, приводимый в многочисленных публикациях по различным аспектам изучения пегматитов. Это положение подтверждается и личными наблюдениями авторов, изложенными выше.

Главный предмет дискуссии, продолжающейся по генетической проблеме, составляют в настоящее время следующие вопросы:

а) какова доля каждого из указанных процессов в общей истории пегматитов, последовательность их проявления во времени и какие минеральные образования в пегматитах соответствуют каждому из этих процессов? Причем этот вопрос может быть поставлен отдельно для каждого типа жил;

б) какова природа пегматитового расплава, принимающего участие в формировании пегматитов на определенной стадии их развития? Вопрос об источнике пегматитового расплава есть в конечном счете часть вопроса о природе гранитной магмы вообще и должен решаться для каждого района конкретно, исходя из всего комплекса геологических условий;

в) какова природа растворов, вызывающих перекристаллизацию и метасоматоз первичной породы (проблема алло- и автометасоматоза)?

Последние два вопроса тесно связаны с общей проблемой соотношения пегматитообразования и регионального метаморфизма.

г) актуальными остаются исследования по температурной и кислотно-щелочной характеристике процесса.

В настоящей главе предпринимается попытка проанализировать изложенный выше фактический материал в генетическом аспекте.

Рассмотрение вопросов генезиса пегматитов региона проводится на примере слюдяных пегматитов (1-я фаз. гр.), поскольку эти пегматиты по причинам более полного вскрытия изучены наиболее детально, а также потому, что различия между ними и пегматитами двух остальных фациальных групп в генетическом отношении не являются существенными и обусловлены, как было показано выше, исключительно различием в химическом составе вмещающих пород.

ВОЗРАСТНАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ПЕГМАТИТОВ

Приводимая ниже последовательность развития главных породообразующих ассоциаций пегматитов основана на прямых наблюдениях (макроскопически и в шлифах) возрастных, структурных и пространственных взаимоотношений этих ассоциаций внутри пегматитовых жил: замещения, пересечения, нарастания, обрастания, взаимного расположения относительно контактов жильного тела. Наблюдаемые закономерности хорошо согласуются с характером изменения химического состава биотитов и гранатов, а также данными абсолютной термометрии. Эти факты описаны в главах II, III и IV. Развитые в изученных пегматитах минеральные ассоциации располагаются ниже в порядке возрастной их последовательности.

1. Плагноклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры (комплекс a_1 , ассоциация: $\text{Пл}_{26} + \text{Би}_{46} \pm \text{Гр}_{12}^{12} + \text{Кв}$)*.

2. Плагноклазовый крупнозернистый пегматит пегматоидной и блоковой структур (комплекс b_1 , ассоциация: $\text{Пл}_{15} + \text{Му} + \text{Гр}_5^{28} + \text{Кв}$).

3. Микроклиновый крупнозернистый пегматит пегматоидной и блоковой структур (комплекс v_1 , ассоциация: $\text{Ми} + \text{Му} + \text{Гр}_3^{31} + \text{Кв}$).

4. Микроклиновый крупнозернистый пегматит блоково-грубографической структуры (комплекс g_1 , ассоциация: $\text{Ми} + \text{Би}_{60} + \text{Гр}_3^{35} + \text{Кв}$).

5. Плагноклазовый и микроклиновый пегматит апографической, петельчатой и пятнистой структур. Эта разновидность пегматита заведомо не представляет собой парагенетической ассоциации, поскольку в каждом случае ясно выражены признаки замещения полевых шпатов кварцем, что отмечается едва ли не каждым исследователем.

6. Кварц-мусковитовый комплекс (ассоциация: $\text{Му} + \text{Гр}_3^{35} + \text{Кв}$).

7. Блоковый кварц.

8. Ассоциация: $\text{Аб} + \text{Му} + \text{Ка} + \text{Кв}$ полостей выщелачивания в плагноклазовом и микроклиновом пегматите различных структур.

Дополнительно к тем аргументам, которые изложены в предыдущих главах, кажется необходимым особо остановиться на возрастных соотношениях ассоциаций 2 и 3, 2 и 5, 2 и 6, 3 и 6.

Замещение плагноклаза пегматоидных и блоковых структур блоковым микроклином прослежено в жилах всех микроклинсодержащих типов на ряде последовательных стадий от возникновения мелких зерен микроклина до формирования зон блокового микроклинового пегматита (гл. IV, рис. 10, 11, 12, 13). Этот процесс фиксируется весьма широко на хорошо обнаженных объектах, а также в шлифах, взятых с границ зерен обоих минералов (рис. 10 а, б, в, г, д).

Некоторые авторы, признавая наложенное развитие пегматита апографических, петельчатых и пятнистых структур, а также кварц-мусковитового комплекса на более ранние ассоциации пегматита, ограничивают, однако, эти подвергшиеся изменению ассоциации лишь среднезернистым пегматитом неяснографической и графической структур. Формирование плагноклазового и микроклинового пегматита блоковой структуры переносится таким образом на более позднюю стадию. Это представляется недоразумением. Действительно, пегматит апографических и петельчатых структур, а также кварц-мусковитовый комплекс замещают все ассоциации пегматита, исключая блоковый кварц и позднюю ассоциацию полостей выщелачивания. Этот процесс фиксируется в широких масшта-

* Здесь и далее цифрами при индексах минералов показаны: для плагноклаза — процент анортитовой составляющей, для биотита — железистость, для граната процент пироповой (внизу) и спессартиновой (вверху) составляющих.

бах на массовом фактическом материале, что отражено, в частности, на приводимых детальных зарисовках (рис. 6, 13, граф. прил. 3, 5, 9, 13, 16). При этом гнезда кварц-мусковитового комплекса и участки развития апографических и петельчатых структур часто переходят из одного блока плагиоклаза (или микроклина) — в другой, из блоков плагиоклаза — в блоки микроклина. В результате такого наложения широко наблюдается двойной структурный рисунок породы, который, точно говоря, должен быть назван «блоково-апографическим», «блоково-петельчатым» и т. д. Наблюдаемые же явления, когда кварц-мусковитовый комплекс или пегматит апографической и петельчатой структур в виде сплошных выдержанных зон развивается близ зальбандов жильных тел, т. е. на месте пегматита неяснографической структуры, вовсе не исключает развитие этих поздних разновидностей пегматита в центральных зонах жил, по пегматиту блоковой и блоково-грубографической структур. И те и другие факты отчетливо наблюдаются на одних и тех же участках по простиранию жильных тел. Наконец, известны многие случаи (особенно в нижних частях жил 27, 164 Тэдино, 132, 152 Малиновой Варакки, 7 Хитогоры, 1 Б. Будаихи) почти полного замещения пегматита всех структур кварц-мусковитовым комплексом либо апографическим (петельчатым) пегматитом. В таких случаях в породе часто сохраняются реликтовые неправильной, порой причудливой формы участки пегматита блоковой и блоково-грубографической структур. Все эти наблюдения представляются несомненными основаниями для отнесения кварц-мусковитового комплекса и пегматита апографических и петельчатых структур к одной из самых поздних стадий процесса. К такому же выводу приводят факты высокой железистости граната и биотита из кварц-мусковитового комплекса, а также данные абсолютной термометрии.

Остальные звенья изложенной возрастной схемы большинством исследователей трактуются аналогично, что позволяет избежать дополнительных пояснений.

Показанная возрастная последовательность формирования ассоциаций пегматитов региона положена в основу рассмотрения вопросов эволюции кислотно-щелочных свойств пегматитообразующих растворов и общей этапности процессов пегматитогенеза (разделы 2 и 3 наст. гл.).

ТИПОМОРФНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ПЕГМАТИТОВ. КИСЛОТНО-ЩЕЛОЧНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПЕГМАТИТООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ НА МЕТАСОМАТИЧЕСКОМ ЭТАПЕ

Минеральные ассоциации изученных пегматитов в порядке их возрастной последовательности могут быть сведены в следующий перечень:

Пл + Би + Му + Кв — типоморфный комплекс а,
Пл + Му + Гр + Кв — „ б,
Ми + Му + Гр + Кв — „ в,
Ми + Би + Гр + Кв — „ г,
Му + Гр + Кв — кварц-мусковитовый комплекс, блоковый кварц;
Аб + Ка + Сер + Кв — ассоциация полостей выщелачивания.

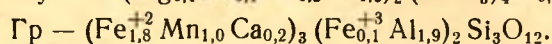
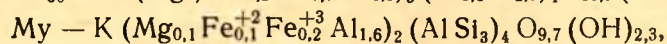
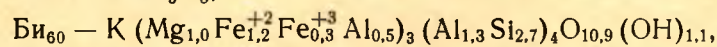
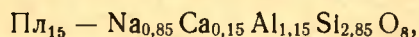
Первые четыре ассоциации представляют собой систему с фиксированным числом инертных и вполне подвижных компонентов:

инертные виртуальные — Al, (Fe⁺², Mg), Ca;
вполне подвижные виртуальные — H₂O, K, Na;
обособленные — Р, В, Fe⁺³, Ti;
примеси — Мп;
вполне подвижный избыточный — Si.

Таким образом, правило фаз в данном случае имеет вид:

$$\Phi = K_{\text{ин.}} + 1 \text{ (для метасоматических систем).}$$

Составы минералов в ассоциациях:



Треугольные диаграммы состав-парагенезис для разных метасоматических фаций (Коржинский, 1957) пегматитов показаны на рис. 67а, б, в, г. На каждой из диаграмм

для данной фации показаны как реально установленные парагенезисы, так и теоретически возможные при иных, чем в зафиксированных случаях, соотношениях масс инертных компонентов. Точно так же для каждой фации по диаграммам устанавливаются запрещенные парагенезисы.

Смена парагенезисов при переходе от одной фации к другой определяется изменением интенсивных параметров системы и, в частности, величин потенциалов (активностей) вполне подвижных компонентов и температуры.

Эволюцию кислотно-щелочных свойств растворов на метасоматическом этапе есть

Рис. 67. Диаграммы состав-парагенезис для различных метасоматических фаций слюдяных пегматитов северной Карелии:

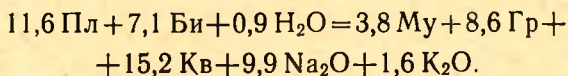
а — типоморфный комплекс а (I тип пегматитов), б — типоморфный комплекс б (II тип), в — типоморфный комплекс в (III тип), г — типоморфный комплекс г (IV тип).

возможность проследить двояко: во времени — на основе возрастных соотношений минеральных ассоциаций в одном пегматитовом теле, — как в одном сечении потока растворов, — для этой цели выбрана пегматитовая жила наиболее «развитого» IV типа; и в пространстве — опираясь на изложенную в главе VI схему зональности в расположении пегматитов различных типов в пегматитоносных полосах, а также на установленные для каждого типа парагенезисы (типоморфные комплексы). Причем в пространственном анализе используется тот же подход, что был применен при классификации пегматитов на типы: принимается во внимание лишь «высший» для типа парагенезис («высший» типоморфный комплекс). Остальные парагенезисы в данном случае рассматриваются как реликтовые, характеризующие предыдущие стадии процесса в пегматите данного типа.

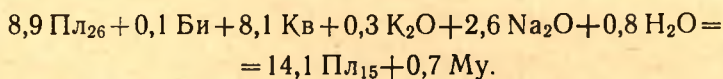
К началу метасоматического этапа пегматит представлен в полном объеме жилы ассоциацией $\text{Пл}_{26} + \text{Би}_{46} \pm \text{Гр}_{12}^{12} + \text{Кв}$ (типоморфный комплекс а). Заходя в изложение несколько вперед, можно сказать, что эта ассоциация формируется как результат кристаллизации относительно обогащенной водой магмы метаморфогенного (палингенного) происхождения, возникшей на заключительных стадиях ультраметаморфизма (рис. 67а). В пространственной зональности размещения типов в пег-

матитоносной полосе эта ассоциация отвечает пегматитам I типа *, рас- полагающимся в периферических зонах.

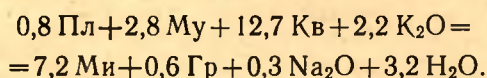
Условия перехода к следующей минеральной фации (типоморфный комплекс б) (рис. 67б) на ранней стадии метасоматического этапа (или в пространстве — к пегматитам II типа, залегающим в следующей извне зоне пегматитоносной полосы) определяются реакцией:



Этим условиям соответствует возрастание активности воды и, на- против, снижение активности щелочей. Впрочем, активность натрия па- дает, по-видимому, не столь резко, поскольку, как об этом свидетель- ствуют данные главы IV, одновременно с указанной реакцией протекает другая:

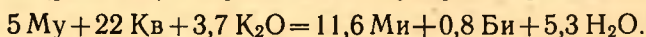


Последующее увеличение активности калия, и напротив, снижение активности натрия и воды обуславливают реакцию:



Формируется типоморфный комплекс в (рис. 67в), что в простран- стве отвечает образованию пегматитов III типа в третьей извне зоне пег- матитоносной полосы.

Дальнейшее развитие процессов этой стадии в жильном теле, про- текающее при продолжающемся резком повышении активности калия и снижении активности натрия и воды, приводит к смене комплекса в комплексом г (рис. 67г) по реакции сингулярного равновесия:



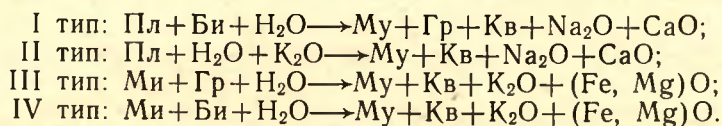
В осевых зонах пегматитоносных полос в соответствии с этой реак- цией формируются пегматиты IV типа.

Для рассмотренных стадий (фаций) характерен различный режим щелочей: можно видеть, как в ряду концентрационных диаграмм посте- пенно с ростом активности калия и снижением активности натрия проис- ходит расширение поля устойчивости микроклина и, напротив, сужение поля устойчивости плагиоклаза.

* Монография была уже подготовлена к печати, когда нашими работами в Каре- лии и на юго-западе Кольского полуострова было установлено, что I тип пегматитов на основании анализа парагенезисов и ряда геологических фактов должен быть подраз- делен на два самостоятельных типа: собственно I тип со всеми чертами, рассмотренны- ми в данной работе и ранее, а также новый парагенетический тип, ранее нами не выде- лявшийся. Этот последний представлен мусковит-биотит-плагиоклазовыми блоковыми участково-зональными пегматитами (типоморфный парагенезис: $\text{Пл}_{20} + \text{Би}_{50} + \text{Му}_{50} \pm \pm \text{Гр}_{16} + \text{Кв}$) и может быть, учитывая имеющиеся данные, помещен в описанном генети- ческом ряду между I и II типами, в начале метасоматического этапа. Весь ряд слюдя- ных пегматитов региона в целом, таким образом, следует в дальнейшем рассматривать в составе пяти структурно-парагенетических типов, что подробнее будет обосновано в ря- де статей, готовящихся к печати.

Учитывая сказанное, на каждой из диаграмм потенциалов вполне подвижных ком- понентов этому вновь выделяемому типу должно соответствовать двариантное поле $\text{Пл} + \text{Му} + \text{Би} + \text{Кв}$ (справа внизу на рис. 69, а и справа вверх на рис. 69, б). Собствен- но I тип слюдяных пегматитов ($\text{Пл} + \text{Би} + \text{Кв}$) как образование, формирующееся до на- чала метасоматического этапа, из диаграмм, описывающих метасоматические фации (типы) пегматитов, должен быть исключен.

В рассмотренных парагенезисах (комплексы б, в, г, типы II, III, IV), представляющих единую систему, как было показано, число инертных и число вполне подвижных компонентов остается постоянным. На следующей, заключительной стадии метасоматического этапа (поздняя ассоциация $Ab + Ka + Ser + Kв$ здесь не рассматривается) это соотношение нарушается — один инертный компонент переходит во вполне подвижное состояние и, вследствие этого, уменьшается число фаз в парагенезисе на единицу. Образуется трехфазная ассоциация — кварц-мусковитовый комплекс, причем в пегматитах разных типов это преобразование происходит одновременно, но поскольку подвергаются замещению разные парагенезисы, то реакции для каждого типа различны:



По этим причинам кварц-мусковитовый комплекс, как было показано в главе II, не является типобразующей ассоциацией, а развивается в тех или иных количествах в жилах всех типов, везде соответствуя заключительной стадии метасоматоза.

Как можно видеть по уравнениям реакций, эта стадия в большинстве типов протекает в условиях возрастания активности воды и снижения активности щелочей.

Выше была предпринята попытка качественной оценки эволюции кислотно-щелочных свойств растворов на основе рассмотрения переходных моновариантных реакций. Однако эта оценка вообще говоря является косвенной, поскольку реакции показывают изменение не общей щелочности-кислотности, а изменение активности щелочей.

Для характеристики изменения активности ионов, обладающих различными кислотно-основными свойствами, может быть использован и иной подход — расчеты с применением «условных потенциалов ионизации» минералов (Жариков, 1967). Определив площадным способом (Лабунцов, 1939) количественное соотношение породообразующих минералов в структурно-минеральных комплексах и приняв для каждого из минералов рассчитанную В. А. Жариковым величину «условного потенциала ионизации», путем простого расчета получаем количественную оценку суммарной «условной энергии ионизации» породообразующих минералов для данной ассоциации. Чем выше эта энергия, тем кислотнее состав минералообразующей среды на соответствующей стадии процесса. Ниже дается расчет суммарных «условных энергий ионизации» (в ккал/г·ат) для различных ассоциаций пегматитов:

плагноклазовый пегматит неяснографической структуры (типоморфный комплекс а) —

$$J_a = J_{пл} \cdot S_{пл} + J_{кв} \cdot S_{кв} + J_{би} \cdot S_{би} = \\ = 202,5 \cdot 0,65 + 227,3 \cdot 0,25 + 188,7 \cdot 0,1 = 207,3,$$

где J_a — суммарная «условная энергия ионизации» минералов ассоциации,

$J_{пл}, J_{кв}, J_{би}$ — «условные потенциалы ионизации» отдельных минералов, $S_{пл}, S_{кв}, S_{би}$ — доля отдельных минералов в ассоциации (подсчет по площади);

плагноклазовый пегматит блоковой структуры (типоморфный комплекс б) —

$$J_a = J_{пл} \cdot S_{пл} + J_{кв} \cdot S_{кв} + J_{му} \cdot S_{му} = \\ = 202,5 \cdot 0,8 + 227,3 \cdot 0,1 + 201,6 \cdot 0,1 = 204,9;$$

микроклиновый пегматит блоковой структуры (типоморфный комплекс в) —

$$J_a = J_{\text{ми}} \cdot S_{\text{ми}} + J_{\text{кв}} \cdot S_{\text{кв}} = \\ = 203,3 \cdot 0,9 + 227,3 \cdot 0,1 = 205,7;$$

микроклиновый пегматит блоково-грубографической структуры (типоморфный комплекс з) —

$$J_a = J_{\text{ми}} \cdot S_{\text{ми}} + J_{\text{кв}} \cdot S_{\text{кв}} + J_{\text{би}} \cdot S_{\text{би}} = \\ = 203,3 \cdot 0,6 + 227,3 \cdot 0,2 + 188,7 \cdot 0,2 = 205,2;$$

микроклин-плагиоклазовый пегматит апографической структуры —

$$J_a = J_{\text{пл}} \cdot S_{\text{пл}} + J_{\text{ми}} \cdot S_{\text{ми}} + J_{\text{кв}} \cdot S_{\text{кв}} = \\ = 202,5 \cdot 0,3 + 203,3 \cdot 0,3 + 227,3 \cdot 0,4 = 212,7;$$

кварц-мусковитовый комплекс —

$$J_a = J_{\text{кв}} \cdot S_{\text{кв}} + J_{\text{му}} \cdot S_{\text{му}} = \\ = 227,3 \cdot 0,6 + 201,6 \cdot 0,4 = 217,0;$$

блоковый кварц — $J_{\text{кв}} = 227,3$;

альбит-кальцит-серицитовая ассоциация —

$$J_a = J_{\text{аб}} \cdot S_{\text{аб}} + J_{\text{ка}} \cdot S_{\text{ка}} + J_{\text{сер}} \cdot S_{\text{сер}} = \\ = 203,5 \cdot 0,6 + 187,0 \cdot 0,25 + 201,6 \cdot 0,25 = 198,9.$$

Рисунок 68 изображает график, построенный по этим данным и иллюстрирующий эволюцию кислотно-щелочных свойств пегматитообразующих расплава и растворов. Понятно, что этот подход дает лишь приближенную оценку, однако относительные характеристики кислотно-щелочности, определяемые таким образом, согласуются с данными, выведенными из рассмотрения парагенезисов.

В обоих случаях устанавливается, что описанная последовательность смены парагенезисов пегматита во времени и соответствующая ей в пространстве смена типов пегматитов в пегматитоносной полосе определяются кислотно-щелочной эволюцией (волной кислотности) и изменением активности воды в растворах на метасоматическом этапе (Коржинский, 1960, 1964).

Судя по возрастанию железистости биотитов и гранатов, данным абсолютной термометрии и тенденции возрастания активности воды вдоль рядов ассоциаций и типов пегматитов, эта эволюция протекает на фоне постепенного снижения температуры растворов (приблизительно на 300°), которое может рассматриваться в качестве главной причины всех наблюдаемых явлений (Коржинский, 1946; Рябчиков, 1967). О том, что возрастание железистости биотитов действительно сопровождается снижением температуры, в нашем случае можно дополнительно судить по реакции смещенного равновесия:

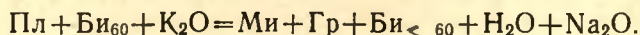


Рис. 68. Суммарные условные потенциалы ионизации для различных минеральных ассоциаций слюдяных пегматитов.

Для конкретных составов наших минералов уравнение имеет вид:
 $9 \text{ Пл}_{15} + 30 \text{ Би}_{60} + \text{K}_2\text{O} = 6 \text{ Ми} + 6,7 \text{ Гр}_{95} + 25 \text{ Би}_{45} + 3,2 \text{ H}_2\text{O} + 3,8 \text{ Na}_2\text{O}.$

Согласно А. А. Маракушеву (1965), на экзотермический характер реакции с повышением железистости биотита указывает поглощение воды системой, что мы и получаем в последнем уравнении.

Таким образом, в изложенной схеме типы пегматитов региона (II, III, IV типы), одновременно формирующиеся на метасоматическом этапе, понимаются как метасоматические фации пегматитов, различие между которыми определяется различием значений таких интенсивных факторов, как температура и активность вполне подвижных компонентов. О роли давления в настоящее время судить весьма затруднительно, но учитывая небольшие размеры жильных тел и непосредственную близость в пространстве пегматитов различных типов, можно предполагать, что вариации давления вряд ли были значительными.

В таком понимании устанавливаемая зональность пегматитоносных полос есть пространственная зональность метасоматических фаций пегматитов.

Типоморфными парагенезисами этих фаций являются описанные ранее типоморфные структурно-минеральные комплексы *б*, *в* и *г*.

Типоморфный комплекс *а* представляет собой породу дометасоматического этапа, подвергшуюся замещению в процессе метасоматоза.

Своеобразна также генетическая позиция кварц-мусковитового комплекса, появление которого означает важный переломный момент в развитии системы. Исходя из изложенного выше, кварц-мусковитовый комплекс рассматривается как ассоциация, соответствующая второй зоне метасоматической колонки, тогда как все предыдущие парагенезисы (каждый для соответствующего типа пегматитов) представляют первую с фронта зону. Имея в виду тесную связь кварц-мусковитового комплекса с внутрирудной трещиноватостью пегматитов, а также постоянство состава биотита и граната в кварц-мусковитовом комплексе, можно, опираясь на выводы Д. С. Коржинского (1953), отнести установленную колонку к колонкам инфильтрационного типа.

Следует далее отметить, что если зональность метасоматических фаций пегматитов проявляется в пространстве в пределах пегматитоносных полос и кустов, то зональность, отвечающая метасоматической колонке, теоретически должна фиксироваться внутри отдельных жильных тел.

Однако в действительности такая зональность наблюдается лишь в редких случаях, если не считать широкого развития кварц-мусковитового комплекса вдоль зальбандов жил. Отсутствие отчетливо выраженного зонального расположения кварц-мусковитового комплекса объясняется, по-видимому, тем, что в данном случае нарушается одно из основных условий возникновения колонок (Коржинский, 1953), а именно — трещиноватость (пористость) пегматита не является равномерной.

Из рассмотрения парагенезисов слюдяных пегматитов региона следует ряд частных выводов:

1) Подтверждается наличие в изученных пегматитах биотитов двух генераций (Григорьев П. К., 1937; Бунтин, 1937; Шуркин и др., 1962; Шмакин, 1965; Гродницкий, Манаев, 1971), разобщенных во времени и по условиям формирования.

2) Получает развитие вывод о различии условий образования и разделении во времени «пегматоидного» мусковита и мусковита из кварц-мусковитового комплекса (Петровская, 1937; Никитин, 1950, 1952б; Шуркин и др., 1962; Шмакин и др., 1964; Карский, 1969). Причем, учитывая наблюдаемые факты замещения блокового плагиоклаза кварц-мусковитовым комплексом, следует считать мусковит последнего более поздним

по отношению к «пегматоидному» мусковиту, находящемуся в парегнезисе с блоковым плагиоклазом.

3) С позиций рассмотренного материала появляются дополнительные основания считать весь микроклин изученных пегматитов метасоматическим (Горлов, Симонова, 19576; Завалишин, Чесноков, 1960; Родионов, 1959; Шуркин и др., 1962; Карпов, 1963; Шмакин, 1964).

4) Получают объяснение наблюдения (Григорьев, 1937; Бунтин, 1937; Шуркин и др., 1962) об антагонизме мусковита и микроклина в процессе пегматитообразования.

5) Условия равновесия микроклина и плагиоклаза в слюдяных пегматитах определяются весьма узкими рамками моновариантного равновесия, что, по-видимому, ограничивает возможность применения для термометрии изученных пегматитов двуполевого метода Т. Барта (Barth, 1951).

Все сказанное в этом разделе о закономерностях изменения активности щелочей и воды в процессе пегматитообразования и влияния этих изменений на парегнезисы пегматитов может быть дополнительно проиллюстрировано пучковыми диаграммами $\mu K_2O - \mu Na_2O$ и $\mu K_2O - \mu H_2O$ (рис. 69 а, 69 б). Следует добавить, что, помимо четырех дивариантных полей, отвечающих четырем типоморфным комплексам и соответственно четырем типам слюдяных пегматитов, на обеих диаграммах показано пятое поле, располагающееся в области высоких значений потенциалов натрия, калия и воды. Это поле отвечает парегнезису $Ми + Пл + Би + Кв$, т. е. типоморфному комплексу ϑ_2 и соответственно II типу слюдяно - керамических пегматитов. К этому обстоятельству мы вернемся в конце настоящей главы. Диаграммы в дальнейшем, с накоплением данных

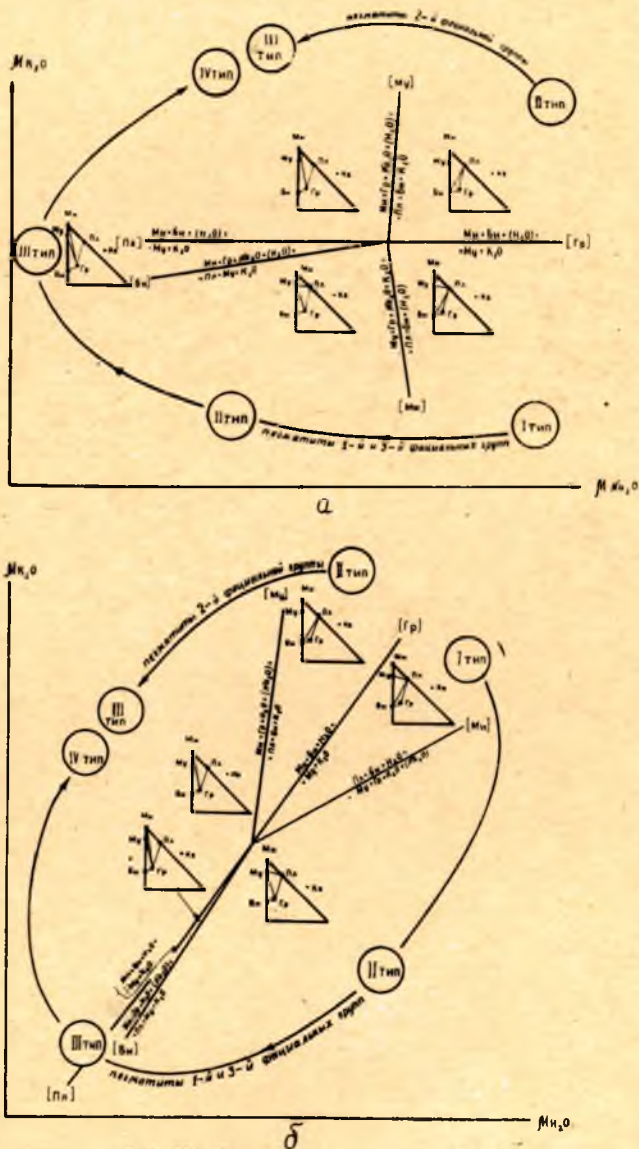


Рис. 69. Диаграммы $\mu K_2O - \mu Na_2O$ (а) и $\mu K_2O - \mu H_2O$ (б) для парегнезисов пегматитов северной Карелии.

о химизме минералов переменного состава, могут быть детализированы и уточнены*.

Переходя к характеристике стадийности кислотно-щелочной эволюции пегматитообразующих растворов на метасоматическом этапе, можно с учетом показанной Д. С. Коржинским (1953) тесной связи между активностью щелочей и общей щелочностью растворов, а также на основе расчетов «условных энергий ионизации» выделить в пределах этого этапа ряд стадий.

1. Раннюю щелочную стадию.

2. Следующую по времени стадию максимальной щелочности.

3. Стадию возрастающей кислотности.

Помимо этих трех стадий, судя по составу ассоциаций в конце процесса, есть основание выделять еще две стадии.

4. Кислотную стадию (осаждение блокового кварца).

5. Позднюю щелочную стадию (парагенезис $AB + Mu + Ka + Kв$).

Эта последняя стадия протекает, по-видимому, значительно позже остальных, развита весьма ограничено и связана с переотложением в мелких редких полостях продуктов выщелачивания предыдущих стадий.

ЭТАПЫ И СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

Рассмотрение поставленной задачи базируется на сопоставлении результатов геологического, минералого-петрографического и геохимического исследования пегматитов и их ореолов. Эти результаты составляют содержание предыдущих глав и разделов работы и включают в себя:

- а) данные по минеральным ассоциациям пегматитов, их возрастным соотношениям, распределению в объеме жильных тел и между выделяемыми типами;

- б) материалы по эволюции химического состава пороодообразующих минералов в рядах типоморфных ассоциаций и типов пегматитов, а также основанные на этих материалах расчеты и выводы по относительной и абсолютной термометрии для различных стадий процесса и различных типов пегматитов;

- в) результаты изучения элементов внутрипегматитовой тектоники и основанные на этом изучении выводы о количестве, относительной интенсивности и времени проявления внутрипегматитовых тектонических импульсов;

- г) данные минералого-петрографического и геохимического исследования околожильных изменений вмещающих пород (метасоматические колонки ореолов, относительная и абсолютная термометрия);

- д) закономерности зонального пространственного размещения пегматитов различных типов внутри пегматитоносных полос;

- е) результаты изучения парагенезисов пегматитов.

Помимо указанных данных, полученных авторами, также привлекаются известные ранее материалы по геологическому строению месторождений и локализации пегматитов в их пределах (состав вмещающих пород, характер залегания и возраст пегматитов относительно складчатых структур, структурно-морфологические особенности жильных тел), а также данные геофизических исследований околожильных ореолов.

* Такие, более полные диаграммы, построенные с учетом переменности состава ряда минералов, даны в статье автора, находящейся в настоящее время в печати. Эти диаграммы описывают все выделяемые типы не только слюдяных, слюдяно-керамических и керамических, но также и более молодых мусковит-редкометалльных пегматитов.—
Прим. автора.

Совместный анализ всех имеющихся материалов приводит к выводу о наличии в истории пегматитов региона двух крупных этапов: магматического и метасоматического (табл. 41).

Магматический этап

Главным результатом этого этапа является формирование пегматитов I типа (типоморфный комплекс a , $\text{Пл}_{26} + \text{Би}_{46} \pm \text{Гр}_{12}^{12} + \text{Кв}$). Основное содержание этапа составляет кристаллизация обогащенного водой пегматитового расплава. В пользу этого вывода свидетельствуют: а) однородность состава (близость к двойной эвтектике), структуры и размера зерен минералов; б) четкие резкие интрузивного облика контакты пегматита с вмещающими породами; в) наличие во многих случаях в зальбандах тел мелкозернистой гранитной и аплитовой оторочки, своеобразной зоны закалки; г) характерное отчетливо выраженное снижение % Al в плагиоклазе от этой оторочки к пегматиту. Большинство этих особенностей давно уже отмечалось в литературе (Григорьев, 1937; Бунтин, 1937; Лабунцов, 1939; Родионов, 1959; Шуркин и др., 1962; Никаноров, 1969; Шмакин, Макрыгина, 1969). Здесь же важно подчеркнуть, что все они имеют прямое отношение к рассматриваемому типу пегматитов.

Явления перекристаллизации пород гранитного состава в пегматит (Никитин, 1950, 19526) ограничиваются случаями залегания жил и отдельных их участков в гранито-гнейсах, аплитах и лейкократовых биотитовых гнейсах, т. е. характерны главным образом для пегматитов 2 фациальной группы. Однако и в последних эти явления не отражают существа процесса, а представляют частный случай и выступают следствием химической близости пегматита и вмещающих пород.

Процессы раннего щелочного метасоматоза, приводящие к формированию согласных и, в меньшей степени, секущих зон бластеза полевых шпатов и пегматитоподобных тел (Рыцк, 1962), развиты в регионе широко, но главным образом предшествуют образованию жил I типа, что устанавливается по пересечению последними этих образований.

Таким образом, кристаллизация пегматитового расплава представляется главным пегматитообразующим процессом в регионе на рассматриваемом этапе.

Учитывая широкий размах в пределах пород беломорского комплекса процессов ультраметаморфизма (Судовиков, 1939; Шуркин и др., 1962), а также тесную связь состава пегматитов рассматриваемого этапа с составом метатекта вмещающих пород (Шуркин и др., 1962; Сафронова, 1968; Леонова, 1965), следует присоединиться к выводу названных авторов о метаморфогенной природе пегматитовой магмы. Последняя, по-видимому, представляет собой остаточный продукт дифференциации палингенных выплавов, поскольку относительно обогащена водой и, во-вторых, кристаллизуется, главным образом, в трещинах, секущих сланцеватость и полосчатость вмещающих пород, а также образуемые последними складчатые структуры. Разрыв во времени между кристаллизацией основной массы палингенной магмы и ее остаточной пегматитовой части был, очевидно, значительным, поскольку широко известны пересечения пегматитами (в том числе и пегматитами I типа) даек метагаббро-диабазов, в свою очередь рассекающих согласные тела гранитоидов и гнейсов различного состава. Это обстоятельство было подчеркнуто еще В. Д. Никитиным (19526).

На этих основаниях представляется необходимым ограничить время формирования пегматитов I типа заключительными стадиями ультраметаморфизма и складкообразования. К этому же приводят данные

Схема этапов и стадий формирования

Этапы	Характер процесса и стадийность	Связь с метаморфизмом и отношение к складчатости	Внутрипегматитовые тектонические импульсы	Температура		Активность вполне подвижных компонентов
				по Би — Гр и Пл — Му	по газозо-жидким включениям	
Магматический	Кристаллизация пегматитового, анхизтектического (близкого по составу к плагииграниту) обогащенного водой расплава метаморфогенного (палингеного) происхождения.	Заключительные стадии ультраметаморфизма и складкообразования. Условия амфиболитовой фации	Первый	540— —650°	500— —700°	—
	Ранняя щелочная стадия (перекристаллизация, начало щелочного аллометасоматоза)	Диафторез в условиях эпидот-амфиболитовой фации вдоль наложенных разрывных структур	Второй	400— —500°	260— —480°	Возрастание активности H ₂ O, снижение активности К и Na
Метасоматический	Стадия максимальной щелочности (калиевый аллометасоматоз)			350— —460°	260— —480°	Возрастание активности К до максимума, снижение активности Na и H ₂ O
	Стадия возрастающей кислотности (кислотное выщелачивание, кремниевый автометасоматоз)			< 350°	260— —480°	Снижение активности К; активность Na — минимальна; возрастание активности H ₂ O
	Кислотная стадия (осаждение остаточного раствора обогащенного SiO ₂)		Второй, частично — третий (проявлен слабо)	—	260— —480°	Активность К и Na — минимальны
	Поздняя щелочная стадия (проявлена слабо)			< 300°	200— —250°	Возрастание активности Na

Таблица 41

слюдяных пегматитов северной Карелии

Минеральные ассоциации и разновидности пегматита	Структурно-пара- генетические типы пегматитов	Околожилые изменения вмещающих пород	Промышленное ослабление	Аномалии естественного электриче- ского поля	
				интенсив- ность	ширина
Пл ₂₆ +Би ₄₆ ±Гр ₁₂ ¹² +Кв (среднезернистый и мелкозерни- стый пегматит неяснографиче- ской структуры).	I	Выражены слабо (пе- рекристаллизация, му- сковитизация)	От- сутст- вует	До 20 мВ	До 16 м
Пл ₁₀₋₁₅ +Му ₅₀ +Гр ₅ ²⁸ +Кв (крупнозернистый пегматит пег- матоидной и блоковой структур)	Одновременное формирование пегматитов II, III и IV-типов, занимающих различные положение относительно осей зональных пегматитовых полос	Выражены отчетли- во. Метасоматическая зональность (в направ- лении к жиле): Гр ₂₅ ¹ +Би ₃₆ +Пл ₃₃ +Кв	Бога- тое		
а) Ми+Му ₅₀ +Гр ₃ ³¹ +Кв (крупнозернистый пегматит пег- матоидной и блоковой структур)		Ки+Гр ₁₉ ³ +Би ₄₃ + +Пл ₃₀ +Кв Му+Гр ₁₃ ⁷ +Би ₄₅ + +Пл ₃₀ +Кв	Бед- ное		
б) Ми+Би ₆₀ +Гр ₃ ³⁵ +Кв (крупнозернистый пегматит бло- ково-грубографической струк- туры)			Очень бед- ное		
Му ₆₀ +Гр ₃ ³⁵ +Кв (кварц-мусковитовый комплекс, пегматит апографической, пе- тельчатой и пятнистой структур, темный зернистый кварц)		Му+Би ₄₇ +Пл ₂₂ +Кв Му+Би ₄₉ +Кв Му+Кв	Бога- тое	До 35 мВ	До 45 м
Блоковый кварц			От- сутст- вует		
Аб+Му+Ка+Кв (выполнение полостей выщела- чивания, образование пертитов замещения в микроклине, альби- тизация полевых шпатов)			От- сутст- вует		

о химизме биотита и граната в пегматитах I типа, показывающие соответствие составов этих минералов условиям низкотемпературной области амфиболитовой фации метаморфизма (рис. 19, 31, 32). Близкие к этим условиям цифры абсолютных температур получены для пегматитов I типа по биотит-гранатовому термометру (540—600°) и по газовой-жидким включениям (500—700°). Кристаллизации пегматитового остаточного расплава предшествовало, по-видимому, некоторое перемещение его вверх по разрезу, на что указывает интрузивный характер контактов жил I типа. Однако скорее всего это перемещение не было значительным, поскольку всегда сохраняется связь между составом пегматита и вмещающих пород.

Пегматиты I типа практически лишены околожильных изменений, что свидетельствует, помимо других названных фактов, о формировании пегматитов I типа и вмещающих пород в близких термодинамических и геохимических условиях.

Как можно предполагать на основании всех имеющихся данных, пегматиты I типа, возникнув на раннем магматическом этапе, претерпевают в дальнейшем в пределах метасоматического этапа преобразования, приводящие к формированию на их основе одновременно трех более поздних метасоматических типов II, III и IV. Причем такому преобразованию, по-видимому, подвергаются лишь наиболее крупные тела I типа, располагающиеся в тектонически активных и «долго живущих» участках, определяющих собой в дальнейшем положение осей, наложенных в послескладчатое время разрывных структур. Остальные жилы I типа затрагиваются на метасоматическом этапе лишь незначительными изменениями (развитие единичных мелких блоков плагиоклаза и кварца, мелких редких участков апографического пегматита и мелких гнезд мелкокристаллического кварц-мусковитового комплекса) и в таком виде предстают нашему наблюдению.

Таким образом, все рассмотренные в предыдущих главах различия наблюдаемых теперь жил I типа с жилами II, III и IV типов определяются прежде всего тем, что участки развития последних претерпели в послескладчатое время воздействие наложенных разрывных тектонических движений и связанных с ними растворов метасоматического этапа. Поэтому, прежде чем переходить к рассмотрению процессов этого этапа, необходимо дать анализ наблюдений и закономерностей, свидетельствующих о наличии в ходе формирования пегматитов, а именно — на отрезке времени, предшествующем началу метасоматического этапа, внутрирудного тектонического импульса, трещины которого выходили бы за пределы пегматитовых тел I типа.

В главе III изложен фактический материал, позволяющий установить в истории развития пегматитов действие трех разрывных тектонических импульсов. Первый импульс проявился перед началом магматического этапа и трещины этого возраста служат первичными камерами пегматитов I типа.

Трещины второго внутрирудного импульса развиваются в первичном пегматите, рассекая его, главным образом, субпараллельно контактам жил, переходя прерывистыми кулисообразными сериями во вмещающие породы более глубоких горизонтов разреза и выполняя роль подводящих каналов для послемагматических растворов. Доказательством того положения, что трещины второго этапа выходят за пределы жил и движущиеся по этим трещинам растворы поступают в жилу извне, а не являются остаточными от ранее кристаллизовавшегося расплава, может служить характер вертикальной зональности «развитых» жил с точки зрения распределения по вертикали различных структурно-минераль-

ных комплексов и пегматита разных родов. Соответствующий фактический материал подробно рассмотрен в главе III.

Здесь необходимо остановиться на двух вопросах.

Первый из них касается последовательности расположения родовых единиц пегматита от апикальной части к корневой в изученных жилах. Как было показано выше (рис. 5), такая последовательность имеет вид: I род — IV род — III род — II род. Если сравнить фигуру жилы IV типа (или любого другого «развитого» типа) в вертикальном разрезе с известной «сигарой» К. А. Власова (1956), то бросается в глаза одно принципиальное различие. В схеме К. А. Власова типы пегматитов располагаются в возрастном порядке снизу вверх в пространстве. Это дает автору основание говорить об остаточной природе растворов и об автометасоматическом характере производимых этими растворами минеральных преобразований. В нашей схеме такая поступательность не соблюдается: последовательно снизу располагаются лишь II, III и IV роды, тогда как I (наиболее ранний) род занимает самое верхнее положение. Таким образом, в нашем случае, в отличие от данных К. А. Власова, необходимо указать на несоответствие возрастной последовательности образования пегматита различных родов пространственному порядку в расположении родовых единиц в вертикальном разрезе жилы. Подобное явление, с нашей точки зрения, может найти объяснение в предположении о наличии разрыва в процессе пегматитообразования в период между формированием пегматита I и II родов и принадлежностью пегматита II, III и IV родов к иному, более позднему тектоническому импульсу, чем тот, который привел к образованию пегматита I рода. Иначе трудно понять фактически наблюдаемую инверсию в расположении пегматита разных родов.

Вторая существенная особенность вертикальной зональности слюдяных жил заключается в интенсивном развитии кварц-мусковитового комплекса в корневых частях пегматитов II и III типов, а также в наиболее широком проявлении процессов изменения гнейсов близ нижнего выклинивания тел, вплоть до формирования здесь секущих зон слюдита. Эти факты, наблюдаемые в каждой жиле, вскрытой близ нижнего выклинивания, определенно указывают на поступление растворов поздних стадий процессов извне.

В пользу выхода трещин второго тектонического импульса за пределы жильных тел I типа свидетельствует и наличие ксенолитов жил I типа вместе с участками экзоконтактов, как бы запечатанных в пегматите жил II типа (рис. 7).

Третий внутрирудный импульс, четко фиксирующийся в ряде жил II типа и отвечающий отрезку времени между завершением кристаллизации блокового плагиоклаза и началом осаждения блокового кварца, приводит к возникновению описанных выше деформаций текстурных зон пегматита и кварцевых «жил в жиле».

В жилах III типа с трещинами третьего импульса, по-видимому, связаны секущие зоны блокового микроклина (рис. 23).

Трещины третьего импульса не выходят за пределы пегматитовых тел и приводят лишь к местному перераспределению материала.

Метасоматический этап

Этому главному в процессе пегматитообразования этапу свойственна стадийность, вызванная, как было показано выше, снижением температуры, кислотно-щелочной эволюцией растворов и изменением активности воды.

1. Ранняя щелочная стадия (перекристаллизация, начало щелочного метасоматоза)

Результатом этой стадии является формирование плагиоклазового пегматита пегматоидной и блоковой структур с «пегматоидным» мусковитом (типоморфный комплекс $б, Пл_{10-15} + Му + Гр^{28}_5 + Кв$). Для растворов этой стадии характерно возрастание активности воды и некоторое незначительное снижение активности калия и натрия. Составы граната и редкого для этой ассоциации биотита отвечают составам этих минералов из метапелитов эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (рис. 19, 31, 32). Температуры, полученные для этой ассоциации, равны 400—500° по Би-Гр и Пл-Му термометрам и 260—480° по газовой-жидким включениям.

Эти данные, а также аналогичные данные для всех последующих стадий позволяют генетически сопоставить процессы пегматитообразования на метасоматическом этапе с процессами диафтореза в условиях эпидот-амфиболитовой фации. В глиноземистых гнейсах беломорской серии эти процессы не имеют, по-видимому, площадного развития, а проявляются локально вдоль разрывных структур, возникших в послескладчатое время. Осевые и внутренние зоны пегматитоносных полос в совокупности с ореолами изменения гнейсов можно, видимо, считать примером таких областей развития диафторических процессов эпидот-амфиболитовой фации. Следует отметить, что к близким выводам относительно связи заключительных стадий пегматитообразования с метасоматозом в условиях эпидот-амфиболитовой фации пришел Ю. М. Соколов (1970), изучавший пегматиты Мамского района. Разница заключается в том, что в пегматитах Мамы, согласно Ю. М. Соколову, с регрессивным этапом метаморфизма сопоставляются ассоциации, начиная с кварц-мусковитового комплекса, тогда как в северной Карелии этапу диафтореза отвечает ряд более ранних ассоциаций.

Заканчивая рассмотрение ранней стадии метасоматического этапа, нужно сказать об определенных затруднениях при описании некоторых особенностей процесса. Действительно, с одной стороны, многочисленные данные (результаты изучения зонального размещения в жилах плагиоклазов разного состава, выводы из многомерного корреляционного анализа состава плагиоклазов, результаты изучения парагенезисов) заставляют считать главным процессом этой стадии перекристаллизацию. С другой стороны, широкое развитие в жилах II и III типов явлений «геометрического отбора» (Леммлейн, 1945) при росте блоков плагиоклаза приводит к необходимости допустить наличие свободной поверхности роста кристаллов в растворе. Учитывая эти противоречия, следует, по-видимому, считать, что перекристаллизация протекала не только в твердом состоянии, т. е. в условиях «смачивания» поровым раствором поверхности соседних кристаллов, но частично с переходом через жидкую фазу. В таком случае зональные участки пегматитовых тел, очевидно, представляют собой аналогию с друзьями растворения, процесс образования которых рассмотрен с этих позиций Д. С. Коржинским (1950).

Процессы ранней стадии возрастающей щелочности проявляются в пегматитах всех трех типов метасоматического этапа (II, III и IV), хотя степень развития соответствующей ассоциации постепенно снижается в направлении от II к IV. Рассмотренная стадия соответствует первой стадии обильного промышленного слюдообразования («пегматоидный» мусковит).

2. Стадия максимальной щелочности (калиевый аллометасоматоз)

Эта стадия с точки зрения состава минеральных ассоциаций и активности щелочей может быть разделена на две части.

В начале стадии в условиях высокой активности калия развивается микроклиновый пегматит пегматоидной и блоковой структур (типоморфный комплекс α , $\text{Ми} + \text{Му} + \text{Гр}_{\frac{31}{3}} + \text{Кв}$), затем на фоне снижения активности натрия и воды, но при резком возрастании активности калия (до максимального в процессе уравнивания), предыдущая ассоциация сменяется ассоциацией $\text{Ми} + \text{Би}_{60} + \text{Гр}_{\frac{35}{3}} + \text{Кв}$ (типоморфный комплекс ε). Вновь ставший устойчивым биотит здесь имеет уже существенно иной состав (возрастает железистость). Этот биотит (листоватый, лейстовый) часто развивается как на затравках на мелких кристаллах более раннего (таблитчатого) биотита, сохраняющихся вдоль контактов, либо в отдельных участках плагиоклазового пегматита во внутренних зонах жильного тела. Именно этим объясняется описанная в главе IV закономерность пространственной приуроченности листоватого биотита к плагиоклазовому пегматиту.

Составы биотита и граната, устойчивых на рассматриваемой стадии процесса, соответствуют составам этих минералов в породах эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, причем более низкотемпературной ее области по сравнению с той, что отвечает предыдущей стадии (рис. 19, 31, 32). Температура, определенная по Би-Гр и Пл-Му термометрам, равна $350\text{—}460^\circ$, по газовой-жидким включениям — $280\text{—}440^\circ$.

Интенсивность промышленного слюдообразования в начале стадии резко снижается: количество мусковита, образующегося на этой стадии, значительно меньше, чем на предыдущей, кристаллы мусковита относительно мелкие. В конце стадии (ассоциация $\text{Ми} + \text{Би}_{60} + \text{Гр}_{\frac{35}{3}} + \text{Кв}$) мусковит вообще не устойчив. Эти явления связаны с резким возрастанием активности калия, снижением активности воды и постепенным расширением вследствие этого поля устойчивости микроклина за счет поля мусковита. Стадия максимальной щелочности проявлена лишь в пегматитах III и IV типов, причем только начало этой стадии (ассоциация $\text{Ми} + \text{Му} + \text{Гр}_{\frac{31}{3}} + \text{Кв}$), тогда как заключительная ее часть (ассоциация $\text{Ми} + \text{Би}_{60} + \text{Гр}_{\frac{35}{3}} + \text{Кв}$) зафиксирована лишь в жилах IV типа.

Стадии максимальной щелочности метасоматического этапа в ореолах пегматитов отвечают две внешние зоны («вторичный» дистено-гранато-биотитовый гнейс и мусковито-гранато-биотитовый гнейс), представляющие собой, как показано в главе V, метасоматические фации, различия между которыми определяются не только разницей активности щелочей, но температуры и активности воды.

3. Стадия возрастающей кислотности (кислотное выщелачивание, кремниевый автометасоматоз)

Минеральные продукты этой стадии представлены кварц-мусковитовым комплексом (ассоциация $\text{Му} + \text{Гр}_{\frac{35}{3}} + \text{Кв}$) и пегматитом апографических, петельчатых и пятнистых структур, плагиоклазовым и микроклиновым. Причем новообразованным в полном объеме можно считать только кварц-мусковитовый комплекс, тогда как в пегматите апографических и петельчатых структур новообразуется лишь часть кварца за счет растворения полевых шпатов, возникших на предыдущих стадиях процесса и не устойчивых на данной стадии. Причина этой неустойчивости заклю-

чается в резком снижении активности обеих щелочей и в общем падении щелочности растворов. Однако в этих условиях и благодаря возрастанию активности воды вновь становится устойчивым мусковит. Поэтому с этой стадией метасоматического этапа связана вторая (и последняя) стадия обильного промышленного слюдообразования. Температура растворов, по данным пар Би-Гр и Пл-Му, ниже 350°, а по газовой-жидким включениям — 280—460°. Стадия возрастающей кислотности и две следующие за ней стадии в отличие от предыдущих проявлены в разной степени в пегматитах всех типов, везде завершая собой процессы их формирования.

Рассматриваемая стадия, как уже сказано ранее, геохимически принципиально отличается от всех предыдущих стадий и парагенезисы этой стадии представляют по отношению к предыдущим метасоматическую колонку, с переходом в каждой следующей ассоциации одного инертного компонента во вполне подвижное состояние и соответственно с уменьшением числа фаз на единицу.

Колонка в целом имеет вид:

Парагенезисы	Инертные компоненты	Вполне подвижные компоненты	Правило фаз
Пл+Му+Гр+Кв	Al, (Fe, Mg), Ca	H ₂ O, K, Na, Si	$\Phi = K_{ин} + 1$
Му+Гр+Кв	Al, (Fe, Mg)	H ₂ O, K, Na, Si, Ca	
Му+Кв	Al	H ₂ O, K, Na, Si, Ca, (Fe, Mg)	
Кв		H ₂ O, K, Na, Si, Ca (Fe, Mg) Al	

В околожильном ореоле стадии возрастающей кислотности отвечает трехчленная метасоматическая колонка: двуслюдяной гнейс, мусковито-биотитовый слюдит и кварц-мусковитовый комплекс (гл. V).

4. Кислотная стадия (осаждение остаточного раствора, обогащенного SiO₂)

Происходит формирование кварцевых блоков, ядер и осей. Можно предполагать, что процесс этой стадии имеет много общего с образованием кварцевых жил и заключается в коагуляции и осаждении кремнекислых коллоидных растворов (Бетехтин, 1953). Во всяком случае, этот процесс не является метасоматическим, поскольку для границ блокового кварца и полевошпатовых зон в высшей степени характерен идиоморфизм полевых шпатов относительно кварца (если, разумеется, на данном участке не проявились процессы предыдущей стадии).

Температура растворов, как показывают данные по газовой-жидким включениям в блоковом кварце (Никаноров, Михайлов, 1964, 1967), не отличается от температуры предыдущей стадии.

5. Поздняя щелочная стадия

Проявлена в изученных пегматитах весьма ограниченно и заключается в развитии в мелких редких полостях выщелачивания ассоциации Аб+Му+Ка+Кв (мусковит мелкочешуйчатый, серебристый, лимонно-желтый, типа серицита-жилбертита). Параллельно на этой стадии развиваются пертиты замещения в микроклине, а также пленочная альбитизация микроклина и олигоклаза. Судя по появлению альбита, эту ста-

дию характеризует повышение активности натрия. Температура растворов на этой стадии, определенная по газово-жидким включениям А. С. Никаноровым и И. И. Михайловым (1967), равна 200—250°, что по большинству авторов (Барт, 1956; Тернер, Ферхуген, 1961; Пугин, Хитаров, 1968; Винклер, 1969) отвечает условиям зеленосланцевой фации метаморфизма. Эта заключительная стадия представляет собой, по-видимому, самое начало процессов, свойственных альбитовым и альбит-редкометальным пегматитам, но в изученных пегматитах развитых весьма слабо.

В заключение обзора стадийности формирования пегматитов следует сказать, что к близким представлениям приходит В. В. Гордиенко (Гордиенко и др., 1971). Наиболее существенные различия касаются интерпретации возрастных взаимоотношений блокового пегматита и кварц-мусковитового комплекса, а также объяснения позиции пегматитов IV типа в генетическом ряду типов.

Выше предпринята попытка охарактеризовать эволюцию пегматитов во времени. Причем в качестве модели, обеспечивающей наибольшую полноту рассмотрения, выбраны пегматиты IV типа, в которых проявились процессы всех стадий. Если же говорить о возрастных соотношениях пегматитов различных типов, то их следует разделить на две группы: пегматиты магматического этапа (I тип) и пегматиты, прошедшие в своем развитии оба этапа — магматический и метасоматический (II, III, IV типы). Эти две группы пегматитов не являются в полном смысле возрастными, т. к. нигде в северной Карелии не известны пересечения пегматитов I типа пегматитами трех других типов. Это обстоятельство связано со строгим пространственным наследованием разрывными тектоническими движениями послескладчатого времени (метасоматического этапа) движений, развивавшихся на завершающих этапах складчатости (магматический этап). Таким образом, говоря с этих позиций о различии пегматитов I и всех других типов, следует подчеркнуть, что по времени формирования их первичной магматической основы они являются разновозрастными. Однако развитие одних (I тип) на этом практически завершается, тогда как для других характерно широкое преобразование, доразвитие на метасоматическом этапе. Иначе говоря, по времени завершения процесса пегматиты II, III и IV типов являются более молодыми, чем жилы I типа.

Это принципиальное генетическое различие пегматитов магматического и метасоматического этапов обуславливает не только все описанные в работе многообразные различия вещественного состава и строения самих пегматитов, но и важные особенности процессов изменения вмещающих пород в околожильных ореолах. Так, если близ пегматитов магматического этапа такие изменения практически отсутствуют, то для ореолов пегматитов метасоматического этапа установлено сложное полизональное строение.

С геохимическими процессами в пегматитах и их ореолах непосредственно связан характер физических полей близ пегматитов. М. И. Голодом (Голод и др., 1968; 1969) показано, что если интенсивность и ширина аномалий естественного электрического поля у пегматитов I типа не превышает соответственно 20 мВ и 16 м, то близ пегматитов остальных типов эти значения достигают величин 26—35 мВ и 22—45 м.

Таким образом, устанавливается, что все описанные явления в ореолах несомненно генетически связаны с процессами метасоматического этапа в пегматитах. Причем, как следует из гл. V, ширина и развитость ореолов значительно большие для II и III типов, т. е. для фаций, где $\mu\text{H}_2\text{O}$ относительно велик, а $\mu\text{K}_2\text{O}$ — мал (рис. 696), и меньшие — для IV типа, где $\mu\text{H}_2\text{O}$ существенно ниже, а $\mu\text{K}_2\text{O}$, напротив, выше. Отсюда

можно сделать вывод, что степень проявления околожильных изменений при прочих близких условиях (температура, давление, потенциал натрия) весьма тесно связана с величинами потенциалов воды и калия. Учитывая, что мусковитообразование контролируется, как видно на пучковых диаграммах, теми же факторами, нужно подчеркнуть, что развитые, широкие околожильные ореолы могут соответствовать только телам со значительным количеством мусковита в них.

Изложенная выше схема этапов и стадий пегматитообразования в регионе основана, главным образом, на анализе данных по слюдяным пегматитам. Однако, как неоднократно отмечалось при рассмотрении классификации, химизма порообразующих минералов пегматита, а также зональности пегматитоносных полос, в трех рядах типов (и ассоциаций) пегматитов, устанавливаемых для трех разных фациальных групп, основные генетические черты являются общими. Различия же, определяемые особенностями состава вмещающих пород и имеющие существенное значение для петрографической и промышленной классификаций, в генетическом отношении менее значительны.

Действительно, с учётом поправок на различные уровни концентрации в разных вмещающих породах таких элементов, как калий, натрий, кальций, железо, магний и алюминий, основные черты эволюции во времени минеральных ассоциаций пегматитов и химизма порообразующих минералов переменного состава представляются близкими. То же самое можно сказать и об изменении этих черт пегматита в пространстве, от типа к типу.

Учитывая сказанное, во избежание повторений представляется удобным не излагать схему вновь для слюдяно-керамических и керамических пегматитов, а напротив, рассмотреть главные различия.

В керамических пегматитах (3-я фаз. гр.) в течение всего процесса устойчив биотит с пониженной глиноземистостью, совершенно отсутствует мусковит, а плагиоклазм свойствен относительно основной состав. Эти особенности являются следствием иного соотношения масс инертных компонентов во вмещающих породах и пегматитах магматического этапа (относительно высокие концентрации железа, магния, кальция и низкие концентрации алюминия).

На треугольной диаграмме (рис. 67 а) фигуративная точка среднего состава пегматита перемещается вправо вниз за конноту Би-Пл, вследствие чего становится возможным образование безмусковитового парагенезиса Би+Пл+Гр.

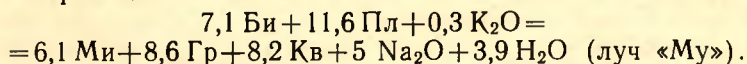
Поскольку отличие парагенезисов пегматитов 3-й группы от парагенезисов слюдяных пегматитов определяется лишь различием исходного состава по инертным компонентам, постольку типам керамических пегматитов отвечают те же дивариантные поля на пучковых диаграммах.

Иную интерпретацию следует дать парагенезисам пегматитов 2-й фациальной группы (слюдяно-керамических пегматитов). Последние залегают в микроклинсодержащих лейкократовых гнейсах и гранито-гнейсах, главная химическая особенность которых состоит в относительно высоких концентрациях калия и натрия. Поскольку в пегматитовом процессе эти компоненты ведут себя как вполне подвижные, то влияние их на парагенезисы пегматитов иллюстрируется пучковыми диаграммами (рис. 69 а, б).

При рассмотрении этих диаграмм выше было отмечено, что в правом верхнем углу выделяется дивариантное поле, отвечающее парагенезису слюдяно-керамических пегматитов II типа. Этому полю на диаграмме $\mu\text{K}_2\text{O}$ — $\mu\text{Na}_2\text{O}$ соответствует высокая активность обеих щелочей. Отсюда может быть объяснена одновременная устойчивость в этом типе микроклина и плагиоклаза, что не характерно для жил, залегающих

в глиноземистых гнейсах или амфиболитах (1-я и 3-я фац. гр.). Верхнее левое поле на диаграммах одновременно соответствует «высшим» типам всех трех фациальных групп, в чем проявляется конвергенция в развитии пегматитов, залегающих в разных вмещающих породах.

Условия перехода от слюдяно-керамических пегматитов II типа к слюдяно-керамическим пегматитам III типа могут быть описаны моно-вариантной реакцией:



На диаграмме, таким образом, видно, что если развитие пегматитов 1-й и 3-й фациальной групп на метасоматическом этапе соответствует направлению движения часовой стрелки, по линиям от поля I типа к левому верхнему полю, то процесс формирования пегматитов 2-й фациальной группы идет в обратном направлении и по более короткой линии от правого верхнего поля к левому верхнему, где вследствие одних и тех же условий происходит конвергенция парагенезисов для обеих линий развития.

Таким образом, различие по концентрации калия и натрия пород, вмещающих слюдяные и слюдяно-керамические пегматиты, определяет разный режим щелочей на ранних стадиях метасоматического этапа. В слюдяных пегматитах в этом промежутке времени в условиях низкого уровня активности калия образуются безмикроклиновые парагенезисы, в слюдяно-керамических, напротив, уже на ранних стадиях метасоматоза активность калия была близка к максимальной, что определило «сквозную» устойчивость микроклина. Это же обстоятельство явилось решающим и для различий слюдяных и слюдяно-керамических пегматитов по промышленному ослуженению, т. к. на диаграммах видно, что высокослюдоносный II тип слюдяных пегматитов и бедный мусковитом II тип слюдяно-керамических пегматитов формируются в весьма близких условиях по уровню активности натрия и воды.

Пучковые диаграммы показывают также, что относительная многочисленность и резкая выраженность типов жил 1-й фациальной группы в сравнении с пегматитами 2-й фациальной группы объясняются значительно более узкими вариациями активности щелочей и воды в процессе формирования последних.

После рассмотрения диаграммы можно добавить к сказанному выше, что слюдяно-керамические пегматиты II типа, в отличие от всех других восьми выделенных типов метасоматического этапа, могут быть использованы как опорные объекты при определении абсолютных палеотемператур методом Т. Барта.

В заключение раздела следует отметить, что, судя по имеющимся данным о характере изменения температуры и потенциала воды, последняя величина в исследуемом процессе не обнаруживает тесной связи с первой и, по-видимому, изменяется независимо.

О СВЯЗИ ПЕГМАТИТООБРАЗОВАНИЯ С ПРОЦЕССАМИ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Выше показано, что учитывая данные абсолютной и относительной термометрии для пегматитов и их ореолов, а также ряд геологических, петрографических и геохимических особенностей этих образований, представляется возможным генетически сопоставить пегматиты магматического этапа (I тип) с заключительными стадиями ультраметаморфизма в условиях амфиболитовой фации, а пегматиты метасоматического этапа (II, III и IV типы) — с процессами диафтореза в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

В пользу предположения о том, что метасоматический этап формирования пегматитов был оторван во времени от магматического, помимо приведенных выше фактов, свидетельствуют данные А. И. Тугаринова с соавторами (1970), датирующих возраст регионального метаморфизма — 2,4—2,5 млрд. лет, а возраст пегматитов — 1,7—1,9 млрд. лет.

Можно предполагать, что наложение растворов этапа диафтореза (второй тектонический импульс) произошло одновременно на пегматиты I типа и ближайшие к ним участки вмещающих пород (те и другие первоначально являются образованиями амфиболитовой фации метаморфизма). Воздействие наложенных растворов в условиях общего снижения температуры привело одновременно и пегматиты I типа и вмещающие породы близ них к преобразованию в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Таким образом, пегматиты метасоматического этапа представляют собой диафториты эпидот-амфиболитовой фации по пегматитам магматического этапа (I тип). Точно так же, как породы околожильных ореолов пегматитов метасоматического этапа являются диафторитами эпидот-амфиболитовой фации по породам, регионально метаморфизованным ранее в условиях амфиболитовой и, частично, гранулитовой (некоторые гранато-биотитовые гнейсы) фаций.

Исходя из этих положений, представляет большой интерес выявление, прослеживание в пространстве и комплексное изучение на площади распространения пород беломорского комплекса областей развития парagenезисов этапа диафтореза и, в первую очередь, сформированных в условиях эпидот-амфиболитовой фации. В пределах распространения глиноземистых плагиогнейсов такие области могут рассматриваться как наиболее перспективные поисковые объекты на мусковит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В главах III—VII были показаны возможности применения предлагаемой классификации при изучении различных сторон пегматитов: вертикальной зональности, элементов внутрирудной тектоники, химизма породообразующих минералов пегматитов, околожильных изменений, а также закономерностей пространственного размещения пегматитовых тел на месторождениях. Предпринята попытка рассмотреть на основе классификации некоторые вопросы природы пегматитов.

Ниже кратко излагаются предпосылки прикладного использования классификации при проведении производственных поисковых и разведочных работ.

Практическая применимость составленной схемы определяется статистически ясно выраженными промышленными различиями типов пегматитов между собой, что иллюстрируется графиками (рис. 70), построенными по данным многолетней эксплуатации.

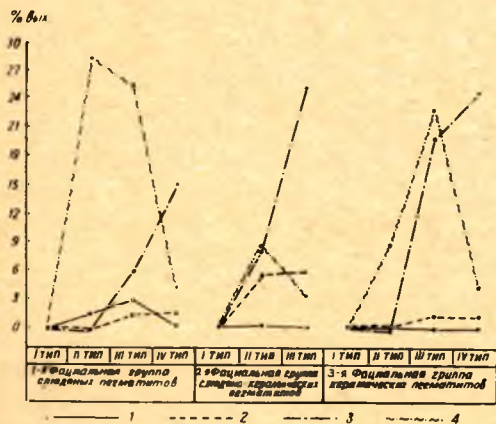


Рис. 70. Промышленная характеристика пегматитов различных типов и фациальных групп:

1 — мусковит, 2 — микроклин, 3 — микроклиновое поле, 4 — жильный кварц.

Три типа (I типы в трех фациальных группах) являются непромышленными. II и III типы первой фациальной группы представляют крупные объекты промышленной добычи слюды, причем жилы III типа по содержанию, качеству и запасам мусковита принадлежат к высшей промышленной категории. Пегматиты IV типа, как было сказано, подразделяются на две разновидности: лучшая из них представляет значительный промышленный интерес, худшая — может быть использована при комплексной добыче небольших количеств высококачественного мусковита и керамического сырья. II тип второй фациальной группы по своим промышленным чертам является керамико-слюдяным, и его промышленная позиция определяется невысокими содержаниями слюды среднего качества и значительными количествами высококачественного сырья для тонкой керамики. Тип III той же фациальной группы включает наиболее крупные объекты высококачественного керамического сырья, однако практически бесплоден. Жилы II типа в третьей фациальной группе имеют незначительную практическую ценность как содержащие небольшие запасы сырья для стекольной промышленности. Пегматиты III и IV типов этой фациальной группы используются в качестве источников тонкокерамического сырья высокого качества.

Эти выводы, сделанные на основе цифровых данных, могут быть непосредственно использованы как при разведке новых, так и при ревизии старых жил. Анализ графиков приводит к выводу о том, что существуют закономерные различия как между типами-аналогами разных фациальных групп, так и между различными типами жил внутри каждой из фациальных групп.

Рассмотрим эти две группы различий отдельно.

РАЗЛИЧИЯ МЕЖДУ ТИПАМИ-АНАЛОГАМИ В РАЗНЫХ ФАЦИАЛЬНЫХ ГРУППАХ

а) содержание мусковита (на графиках оно выражено в % выхода от веса жильной массы) поступательно снижается от слюдяных пегматитов к слюдяно-керамическим. В жилах третьей фациальной группы промышленный мусковит вообще отсутствует, вне зависимости от типа жил. При объяснении этого явления следует обратить внимание на тот факт, что устанавливается прямая зависимость между величиной избыточного глинозема во вмещающих породах и количеством промышленного мусковита в жилах (рис. 71).

б) выход микроклинового пегматита поступательно растет от слюдяных пегматитов к слюдяно-керамическим.

в) выход чистого микроклина растет от слюдяных пегматитов к слюдяно-керамическим и вновь снижается в жилах «керамической» фациальной группы.

Такие соотношения, видимо, связаны с двумя причинами. Во-первых, слюдяно-керамические пегматиты в среднем крупнее,

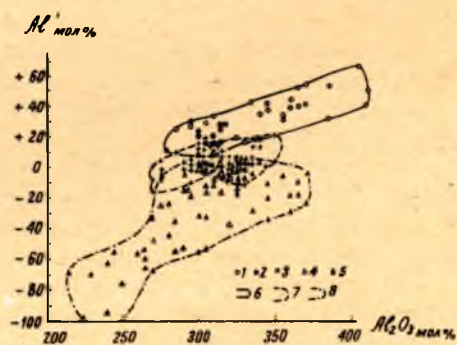


Рис. 71. Зависимость ослюденения пегматитов от глиноземистости вмещающих пород (по И. К. Синицыну):

1 — дистено-гранато-биотитовые плагиогнейсы, 2 — гранато-биотитовые плагиогнейсы, 3 — микроклин-плагиоклазовые биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы и аплиты, 4 — амфибол-биотитовые плагиогнейсы, 5 — амфиболиты, 6 — поле составов пород, вмещающих слюдяные пегматиты, 7 — поле составов пород, вмещающих слюдяно-керамические пегматиты; 8 — поле составов пород, вмещающих керамические пегматиты.

$$Al' = \frac{Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + 2CaO) \cdot 100}{Al_2O_3}$$

ат. кол. — избыточный глинозем.

чем слюдяные и керамические жилы. В то же время отчетливо устанавливается, что размер блоков полевых шпатов во многом определяется размером жил: в более крупных жилах блоковые индивиды крупнее, поскольку здесь, очевидно, создаются лучшие условия роста. Во-вторых, в жилах «керамической» фациальной группы относительное количество биотита наибольшее, поэтому за счет сростаний с биотитом выход чистого микроклина здесь снижается.

г) выход чистого блокового кварца падает при переходе от слюдяных к слюдяно-керамическим жилам и вновь повышается в керамических пегматитах. Это объясняется значительно меньшей степенью дифференциации пегматита в слюдяно-керамических жилах, где количество обобившегося кварца относительно мало.

РАЗЛИЧИЯ МЕЖДУ ЖИЛАМИ РАЗНЫХ ТИПОВ В ПРЕДЕЛАХ КАЖДОЙ ИЗ ФАЦИАЛЬНЫХ ГРУПП

а) для фациальных групп слюдяных и слюдяно-керамических пегматитов, где присутствует промышленный мусковит, содержания последнего дают максимум для средних (II и III) типов, т. е. для таких, количество микроклина в которых отвечает некоторым средним, оптимальным величинам. Высокое содержание микроклина в пегматите не благоприятно для ослюденения.

Б. Я. Алексеевым на статистической основе показано, что каждому из типов слюдяных пегматитов свойственны определенные содержания промышленного мусковита (I тип — бесслюден, II — $35,1 \text{ кг/м}^3$, III — $70,3$, IV — $9,6 \text{ кг/м}^3$), причем, что особенно важно, дисперсия частных значений содержания по каждому конкретному телу значительно превышает дисперсию средних значений содержания внутри типов. Это обстоятельство открывает весьма широкие возможности применения классификации на различных стадиях производственных геологических работ и создает предпосылки для совершенствования методики подсчета запасов;

б) количественные соотношения блокового кварца в разных типах аналогичны описанным для мусковита, с той только разницей, что блоковый кварц развит в пегматитах всех трех фациальных групп;

в) количество микроклина и микроклинового пегматита поступательно возрастает от «низших» типов к «высшим».

Ниже в кратком перечне рассматриваются основные направления практического использования классификации:

а) совместно с составленными на основе классификации картами пегматитов — при планировании поисковых буровых работ на действующих месторождениях;

б) совместно с установленными схемами вертикальной зональности — в целях определения типа жил на ранних стадиях разведочных работ;

в) совместно с данными о содержаниях по типам — в целях предварительных прогнозов перспективности жил, подсеченных единичными скважинами;

г) совместно с данными о содержаниях по типам — в целях подсчета запасов по данным колонкового бурения;

д) совместно со схемами вертикальной зональности — в целях выбора оптимального с точки зрения подсчета запасов горизонта подземных горных выработок на стадии детальной разведки;

е) совместно со схемами вертикальной зональности — в целях рационального ведения эксплуатационной разведки и эксплуатации промышленных объектов.

Следует сказать, что некоторые из изложенных рекомендаций уже нашли себе применение в практике работ Северной экспедиции СЗТГУ и Чупинского рудоуправления. Однако для более широкого применения классификации необходимы специальные методические ее разработки в нескольких направлениях (поиски, разведка, подсчет запасов).

ЛИТЕРАТУРА

- Альтгаузен М. Г. Баргинское месторождение.— Слюды СССР. М., ЦНИГРИ, 1937.
- Амеландов А. С. Обзор слюдяных месторождений Урала. М., ЦНИГРИ, 1937.
- Андерсон Т. Введение в многомерный статистический анализ. М., ИЛ, 1963.
- Андреев В. И. Генетические типы слюдоносных пегматитов Чуйского мусковитового района.— Тр. Ин-та геол. рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, вып. 48, 1961.
- Антонюк Е. С. Структурно-минеральные комплексы гранитных пегматитовых жил.— Материалы по минералогии Кольского полуострова. 3, Апатиты, 1962.
- Антонюк Е. С. Некоторые особенности пространственного распределения типов пегматитовых жил в одном из пегматитовых полей северо-западной части Кольского полуострова.— Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л., 1968.
- Арутюнов Г. М. Результаты определений содержания рассеянных элементов в биотите вмещающих пород на различном удалении от слюдоносной пегматитовой жилы.— Тр. Ин-та геол. Карельск. филиала АН СССР, вып. 4, 1969.
- Базаров Л. Ш. Изменение физико-химических условий в процессе формирования пегматитов Центрального Казахстана.— Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1968.
- Базаров Л. Ш., Бакуменко И. Т., Долгов Ю. А. Критические явления в процессах эндогенного минералообразования.— Минералогическая термометрия и барометрия, т. 1, М., «Наука», 1968.
- Бакуменко И. Т. Закономерные кварц-полевошпатовые сростания в пегматитах и их генезис.— М., Новосибирск, «Наука», 1966.
- Бакуменко И. Т. О процессах образования высокотемпературных зон пегматитов.— Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1968.
- Барт Т. Ф. Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956.
- Барт Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород.— Чтения им. В. И. Вернадского, 4. М., Изд. АН СССР, 1962.
- Безбородько Н. И. Главные типы месторождений полевых шпатов.— Материалы совещания по полевому шпату. М., изд. Геол. ком., 1928.
- Белянкина Е. Д., Гурьева Э. Я., Игнатова М. Д., Петров В. П. Генезис и типизация промышленного мусковита.— Тр. Ин-та геол. рудных месторождений петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, вып. 12, 1958.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Госгеолтехиздат, 1953.
- Беус А. А. Вертикальная зональность пегматитов на примере пегматитового поля Ансупушгару (Туркестанский хребет).— ДАН СССР, т. 10, 1948, № 7.
- Беус А. А. О зональности гранитных пегматитов.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, 6.
- Беус А. А. К вопросу о происхождении зональности гранитных пегматитов.— ДАН СССР, т. 97, 1954, № 1.
- Беус А. А. Роль комплексных соединений в переносе и концентрации редких элементов в эндогенных растворах.— Геохимия, 1958, № 4.
- Беус А. А. Режим кислотности-щелочности в процессах метасоматоза как фактор переноса и концентрации редких элементов.— Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. 1, М., Изд. АН СССР, 1961.
- Богданов Ю. Б., Войнов А. С. К истории формирования метаморфической зональности в докембрийских комплексах восточной части Балтийского щита и ее связь с тектоникой и магматизмом.— Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971.

- Большов Л. Н., Смирнов А. В. Таблицы математической статистики. М., «Наука», 1965.
- Борисов П. А. Пегматиты Чупинского фиорда.— XVII Международный геологический конгресс. Северная эксп. КАССР. М., изд. Геол. ком., 1937.
- Борисов П. А. Керамические пегматиты К-ФССР. Петрозаводск, Карельск. кн. изд., 1948.
- Борисов П. А. Пегматиты докембрия Карелии и Кольского полуострова и их слюдоносность.— Материалы ЛАГЕД, вып. 2, 1954.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., «Наука», 1964.
- Боровиков П. П. Магматический и структурный контроль пегматитовых месторождений.— Тр. ВСЕГЕИ. Т. 57, 1961.
- Боровиков П. П. О метасоматической природе слюд (мусковит, флогопит, вермикулит).— Тр. ВСЕГЕИ, новая сер., т. 108, 1964.
- Бунтин Г. Н. К вопросу о классификации пегматитов Чупы.— Учен. зап. ЛГУ, вып. 6, 1937.
- Бунтин Г. Н. О генезисе мусковитовых пегматитов Северной Карелии.— Учен. зап. ЛГУ, сер. геол.-почв. наук, 1940, № 9.
- Бунтин Г. Н. Материалы к изучению строения и состава одной из пегматитовых жил Северной Карелии.— Учен. зап. ЛГУ, сер. геол., 188, вып. 5, 1955.
- Ван-дер-Варден Б. Математическая статистика. М., ИЛ, 1960.
- Варламов Н. Пегматиты Центральной Африки. М., ИЛ, 1958.
- Васильева В. Н. Элементы-примеси в мусковитах Чуйского месторождения.— Геохимия, 1966, № 1.
- Великославинский Д. А. Изменение состава биотитов и гранатов из разных метаморфических зон мамско-бодайбинской толщи.— Тр. ЛАГЕД, вып. 2, 1960.
- Великославинский Д. А. Влияние состава вмещающих пород и специфических особенностей метаморфизма на состав пиральспитовых гранатов.— Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.— Л., «Наука», 1965а.
- Великославинский Д. А. Изменение соотношений в группе катионов шестерной координации в биотитах при региональном метаморфизме.— Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.— Л., «Наука», 1965б.
- Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс северо-байкальского нагорья (геология, метаморфизм, пегматиты).— Тр. ЛАГЕД, вып. 7, 1963.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., ИЛ, 1969.
- Вистелиус А. Б. Мера связи между членами парагенезиса и методы ее изучения.— Зап. ВМО, ч. 77, вып. 2, 1948.
- Вистелиус А. Б. Проблема изучения связи в минералогии и петрографии.— Зап. ВМО, ч. 85, вып. 1, 1956.
- Вистелиус А. Б. Проблемы математической геологии. Модели процессов и парагенетический анализ.— Геология и геофизика, 1963, № 7.
- Власов К. А. Тектурно-генетическая классификация гранитных пегматитов.— ДАН СССР, т. 53, 1946, № 2.
- Власов К. А. К вопросу о генезисе пегматитов.— ДАН СССР, т. 78, 1951, № 2.
- Власов К. А. Тектурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 2.
- Власов К. А. Генезис редкометалльных гранитных пегматитов.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 5.
- Власов К. А. Факторы образования различных типов редкометалльных гранитных пегматитов.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 1.
- Власов К. А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их тектурно-парагенетические типы.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 1.
- Володичев О. И. Особенности преобразования глиноземистых пород беломорской серии в период ультраметаморфизма.— Тр. Ин-та геол. Карельск. филиала АН СССР, вып. 4, 1969.
- Герлинг Э. К., Полканов А. А. Проблема абсолютного возраста докембрия Балтийского щита.— Геохимия, 1958, № 8.
- Гинзбург И. И. Полезные ископаемые побережья Кандалакшского залива Белого моря.— Тр. Сев. научно-промысловой экспедиции, вып. 7, 1921.
- Гинзбург А. И. Минералого-геохимическая характеристика литиевых пегматитов.— Тр. минерал. музея АН СССР, вып. 7, 1955.
- Гинзбург А. И. Геохимические особенности пегматитового процесса.— МГК, XXI сессия, докл. сов. геол. М., Изд. АН СССР, 1960.
- Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования пегматитов.— Геология рудных месторождений, вып. 1, 1960.
- Глебов М. П., Ширяева В. А., Шмакин Б. М. Зависимость состава граната мусковитовых пегматитов от условий минералообразования.— Геохимия, 1969, № 4.
- Глебовицкий В. А. Мезозойские деформации и метаморфизм архейских пород в зоне

- обрамления Алданского щита. — Тр. Якутского филиала СО АН СССР, вып. 2, 1962.
- Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Московченко Н. И., Прияткина Л. А., Пушкарев Ю. Д. **Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита.** — Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971.
- Голод М. И., Гришин А. С. **Физические поля слюдяных месторождений Северной Карелии и их геологическая природа.** — Материалы к симпозиуму «Критерии рудоносности метасоматитов», Алма-Ата, 1969.
- Голод М. И., Дмитриев Г. И., Гришин А. С. **Об использовании метода вызванной поляризации на месторождениях слюды.** — Тр. Ин-та геол. Карельск. филиала АН СССР, вып. 2, 1968.
- Гольдшмит Ю., Лавес Ф. **Соотношения устойчивости микроклина и санидина.** — Полевые шпаты, т. 2. М., ИЛ, 1956.
- Гордиенко В. В. **Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов.** — М. — Л., «Недра», 1970.
- Гордиенко В. В., Каменцев И. Е. **О природе примеси рубидия в полевых шпатах.** — Геохимия, 1967а, № 4.
- Гордиенко В. В., Каменцев И. Е. **Влияние крупных катионов рубидия и цезия на процесс упорядочивания структуры калиевых полевых шпатов.** — Минералогия и геохимия, вып. 2, изд. ЛГУ, 1967б.
- Гордиенко В. В., Пономарева Н. И., Цыбина Н. В. **Поведение микроэлементов в процессе формирования слюдоносных пегматитов.** — Международный геохим. конгресс. М., 1971.
- Горлов Н. В. **Закономерности размещения архейских пегматитов в связи со структурами вмещающих пород.** — ДАН СССР, т. 107, 1956, № 4.
- Горлов Н. В. **К вопросу о структурной локализации пегматитовых узлов северо-западного Беломорья.** — Тр. ЛАГЕД, вып. 9, 1960.
- Горлов Н. В. **Структура беломорид (северо-западное Беломорье).** — Л. — М., «Наука», 1967.
- Горлов Н. В., Симонова Г. Ф. **К вопросу о генезисе слюдоносных пегматитов северо-западного Беломорья.** — Зап. ВМО, ч. 36, вып. 6, 1957а.
- Горлов Н. В., Симонова Г. Ф. **Закономерности размещения мусковита в пегматитах северо-западного Беломорья.** — ДАН СССР, т. 117, 1957б, № 4.
- Григорьев Д. П. **О взаимоотношениях биотита и мусковита в пегматитовых жилах.** — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол., т. 17, № 4—5, 1939.
- Григорьев П. К. **Слюдяные пегматиты Северной Карелии.** — Слюды СССР, ЦНИИГРИ, 1937.
- Гродницкий Л. Л. **Тектурно-минералогическая классификация слюдоносных пегматитов Северной Карелии.** — Тр. Ин-та геол. Карельск. филиала АН СССР, вып. 4, 1969.
- Гродницкий Л. Л. **О вертикальной зональности в слюдоносных пегматитах Северной Карелии.** — Там же. 1969б.
- Гродницкий Л. Л. **Структурно-минералогическая классификация гранитных пегматитов Северной Карелии.** — Тр. Ин-та геол. Карельск. филиала АН СССР, вып. 8, 1971.
- Гродницкий Л. Л., Манаев Н. М. **О составе плагиоклазов из слюдоносных пегматитов Северной Карелии.** — Геохимический сборник, вып. 3, изд. Саратовского ун-га, 1968.
- Гродницкий Л. Л., Манаев Н. М. **О химическом составе биотитов из пегматитов Северной Карелии.** — Тр. Ин-та геол. Карельск. филиала АН СССР, вып. 8, 1971.
- Грознецкий Д. П. **Слюдяногорское месторождение мусковита на Северном Урале.** — Советская геология, 1963, № 9.
- Давиденко И. В. **К характеристике внутреннего строения слюдоносных пегматитов.** — Тр. ВИМС, вып. 14, 1966.
- Давиденко И. В. **Двуполюшпатовый термометр Барта и температуры образования гранитных пегматитов.** — Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2, М., «Наука», 1968а.
- Давиденко И. В. **Минералого-геохимические особенности слюдоносных пегматитов.** — Материалы по минерал. Кольского п-ова. М., «Наука», 1968б.
- Давиденко И. В. **К вопросу о составе керамических пегматитов Курувары.** — Материалы по минерал. Кольского п-ова. М., «Наука», 1969а.
- Давиденко И. В. **Кислотно-щелочное взаимодействие силикатов (на примере слюдоносных пегматитов Кольского п-ова).** — Природа и хозяйство Севера, вып. 1, М., «Наука», 1969б.
- Дворкин-Самарский В. А. **Мамские пегматиты и их слюдоносность.** — Тр. Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР, т. 16, 1961.
- Дворкин-Самарский В. А. **Генезис и закономерности пространственного размещения пегматитов одного из районов Сибири.** — Геология и разведка, вып. 4, 1962.

- Дворкин-Самарский В. А. Типы гранитных пегматитов.— Тр. Бурят-Монгольского НИИ геологии, вып. 22, 1966.
- Дворкин-Самарский В. А., Козулина И. М. Контактные изменения и особенности преобразования ксенолитов в слюдоносных пегматитах.— Зап. Вост.-Сиб. отд. Всесоюз. минерал. о-ва, 1960, № 2.
- Дир У., Хауи Р., Зусман Д. Породообразующие минералы. — М., «Мир», т. 4, 1966.
- Долгов Ю. А. Термодинамические особенности генезиса камерных пегматитов.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 13, 1963.
- Долгов Ю. А. Условия минералообразования в процессах метаморфизма по данным изучения включений.— Тезисы докладов III Всесоюзного совещания по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. М., «Наука», 1968.
- Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш. Камера для исследования включений минералообразующих растворов и расплавов при высоких температурах.— Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965.
- Другова Г. М., Глебовицкий В. А. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме.— Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.— Л., «Наука», 1965.
- Другов Г. М., Карпов И. К. Статистическое изучение пространственного распределения стадий минералообразования в мамских пегматитах. — Изв. вузов, 12, 1967.
- Ермаков Н. П. Исследование минералообразующих растворов (температуры и агрегатное состояние).— Изд. Харьковского ун-та, 1950.
- Ермаков Н. П. Значение исследований включений в минералах для теории рудообразования и учения о минералообразующей среде.— Тр. Всесоюз. науч.-исслед. Ин-та пьезоопт. минерал. сырья, т. 1, вып. 1, 1957.
- Ермаков Н. П. Происхождение и генетическая классификация нормальных и аномальных включений растворов и расплавов в минералах.— Тезисы докладов III Всесоюзного совещания по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. М., «Наука», 1968а.
- Ермаков Н. П. Поисково-оценочное значение газово-жидких включений в минералах руд и пород (по новым данным).— Тезисы докладов III Всесоюзного совещания по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. М., «Наука», 1968б.
- Жариков В. А. О возможной геохимической роли электрокинетических явлений.— Проблемы геохимии, М., 1965.
- Жариков В. А. Кислотно-основные характеристики минералов.— Геология рудных месторождений, 1967, № 5.
- Жариков В. А. Экспериментальное и теоретическое исследование фильтрационного эффекта. III.— Электрокинетический механизм и возможная геохимическая роль. М., «Наука», 1968.
- Жариков В. А., Омеляненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.— Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Наука», 1965.
- Жданов В. В. О минеральных превращениях при гранитизации пород Беломорского комплекса.— Инф. сб. ВСЕГЕИ, вып. 7, 1959.
- Жданов В. В., Малкова Т. П. Зависимость состава граната от степени метаморфизма и состава вмещающих толщ.— Зап. ВМО, вторая сер., ч. 100, вып. 5, 1971.
- Завалишин М. А., Чесноков В. Н. Некоторые особенности формирования и размещения пегматитовых жил в Мамском районе.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири. Иркутск, вып. 6, 1960.
- Заварицкий А. Н. Основной вопрос физической химии образования пегматитов.— ДАН СССР, сер. геол., 1944, № 5.
- Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами.— Зап. ВМО, № 1, 1947.
- Загорский В. Е., Воробьев В. Е., Соловарова Г. П. Особенности экзоконтактных изменений и первичных ореолов рассеяния пегматитов на одном из участков Слюдянского месторождения (Мамский р-н).— Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1971.
- Закруткин В. В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, вторая сер., ч. 97, вып. 1, 1968.
- Зарубин В. В. Особенности вмещающей среды и закономерности размещения пегматитовых жил месторождения Тэдино (Северная Карелия).— Тр. ВСЕГЕИ, новая сер., т. 147, 1969.
- Захарченко А. И. Внутригранитные пегматиты и особенности их формирования.— М., Изд. АН СССР, 1965. (Международ. геол. конгресс, XXII сессия, докл. сов. геологов).

- Зорин Б. И., Громов А. В., Карский Б. Е. Ореолы препаивания вокруг слюдоносных пегматитов Мамского района.— Тезисы докладов Всесоюзного совещания по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. М., «Наука», 1968.
- Ивенсен Ю. П. Структурно-парагенетические разности пегматитов Мамского района и некоторые вопросы генезиса гранитных пегматитов.— Тр. Якутск. филиала АН СССР, вып. 2, 1955.
- Калафати Л. В. Закономерности распределения пегматитов юго-запада Кольского полуострова на основе расчленения беломорской толщи.— Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 2, Л., 1960.
- Калюжный В. А. К возрастным взаимоотношениям жидких включений в кварце и эволюция состава минералообразующих растворов пегматитов Волины.— Тр. I Симп. по изучен. газовой-жидких включений в минералах. Т. 2, М., «Недра», 1965.
- Камерон Е., Жданс Р., Мак-Нейр А., Пейдж Л. Внутреннее строение гранитных пегматитов. М., ИЛ., 1951.
- Карпов И. К. Изучение количественного минерального состава Мамских пегматитов и генезис кварцевых вросков в микроклине.— Геология и разведка, 1963, № 2.
- Карпов И. К. Применение термодинамических расчетов к анализу минеральных равновесий в Мамских пегматитах.— Геология и геофизика, 1965, № 10.
- Карский Б. Е. Методика изучения и характеристика включений в мусковите Мамско-Чуйского района.— Тр. ВНИИасбестцемент, вып. 5, 1956.
- Карский Б. Е. Геолого-минералогические критерии при промышленной оценке слюдоносных пегматитов.— Изв. высш. уч. заведений. Геология и разведка, вып. 12, 1965.
- Карский Б. Е. Генетическая классификация промышленного мусковита.— Изв. высш. уч. заведений, 1969, № 2.
- Карский Б. Е., Зорин Б. И. Результаты исследования газовой-жидких включений в мусковите.— Тезисы докладов II Всесоюзного совещания по геотермобарометрии. Новосибирск, Изд. АН СССР, 1965.
- Карский Б. Е., Луговской Г. П., Толстой А. И. Генетические типы мусковита Мамских месторождений и области их рационального использования.— Пробл. изучения и развития сырья. базы слюды, асбеста и талька Вост. Сибири. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Карский Б. Е., Толстой А. И. Генетические типы промышленного мусковита и области их рационального использования. ЦБГИ НИИПСМА АС и АН СССР, 1959.
- Кицул В. И. Химические анализы биотита из метаморфических пород иенгрской серии и унгринского комплекса Алданского щита.— Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966а.
- Кицул В. И. Химический состав и физические свойства гранатов из метаморфических пород иенгрской серии и унгринского комплекса Алданского щита. М., «Наука», 1966б.
- Колесникова А. М. О некоторых химических изменениях глиноземистых гнейсов на контактах со слюдоносными пегматитовыми жилами.— Изв. Карельск. и Кольск. филиалов АН СССР, вып. 5, 1958.
- Коноплев С. П. Пегматиты Бирюсинского района.— Тр. Вост.-Сиб. геол. развед. треста, вып. 21, 1937.
- Коржинский Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири.— Слюды СССР, ЦНИГРИ, 1937.
- Коржинский Д. С. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири.— Тр. ИГН АН СССР, вып. 61, петр. сер., 1945.
- Коржинский Д. С. Принципы подвижности щелочей при магматических явлениях.— Акад. Белянкину к 70-летию со дня рождения. М., Изд. АН СССР, 1946.
- Коржинский Д. С. Факторы равновесия при метасоматозе.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 3.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 2.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— Основные проблемы учения о магматогенных полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1953.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд. АН СССР, 1957.
- Коржинский Д. С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий.— ДАН СССР, т. 128, 1959, № 2.
- Коржинский Д. С. Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и постмагматических процессов.— Магматизм и связь с ними полезных ископаемых. М., Изд. АН СССР, 1960.
- Коржинский Д. С. Режим кислотности при постмагматических процессах.— XXII геологический конгресс. Проблемы генезиса руд. М., Изд. АН СССР, 1964.
- Коржинский Д. С. Общие закономерности послемагматических процессов.— Тр. I конференции по окорудному метасоматозу. М., «Наука», 1966.

- Кориковский С. П. **Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны.** М., «Наука», 1967.
- Косой Л. А. **Архейские известняки и генезис беломорской толщи Карелии.**— Учен. зап. ЛГУ, № 10, 1936.
- Крамер Г. **Математические методы статистики.** М., ИЛ., 1948.
- Лабунцов А. Н. **Пегматиты Северной Карелии.**— Пегматиты СССР. Т. 1, М., Изд. АН СССР, 1939.
- Лавес Ф. **Решетка и двойникование микроклина и других полевых шпатов.** Т. 2, М., ИЛ, 1952.
- Лебедев В. И. **Процессы изменения основных пород (в связи с проблемой гранитизации).**— Вестн. ЛГУ, № 4, 1955.
- Лебедев В. И. **Минералогическое описание пегматитовой жилы Кривое озеро.**— К минералогии постмагматических процессов. Л., 1959.
- Лебедев В. И. **Гранаты и биотиты пород ладожской серии и их петрологическое значение.**— Вопросы магматизма и метаморфизма, т. 2. Л., «Наука», 1964.
- Лебедев В. И., Нагайцев Ю. В. **О результатах изучения гранатов различных метаморфических пород СЗ Приладожья.**— Вопросы геологии и закономерности размещ. полезн. ископаемых Карелии. Вып. 4, Петрозаводск, Карельск. кн. изд., 1966.
- Леммлейн Г. Г. **Процесс геометрического отбора в растущем агрегате кристаллов.**— ДАН СССР, т. 48, 1945, № 3.
- Леонова В. А. **К минералогии и кристаллографии уранинитов Северной Карелии.**— Зап. ВМО, ч. 88, 1959, № 3.
- Леонова В. А. **Некоторые вопросы геохимии и генезиса пегматитовых жил Чупы (Северная Карелия).**— Зап. ВМО, ч. 94, 1965, № 3.
- Леонтьев А. Н. **Пегматитолазирующие структуры и зональность одного из полей редкометалльных гранитных пегматитов.**— Тр. ИМГРЭ, вып. 16, 1963.
- Лутц Б. Г. **Петрология гранулитовой фации Анабарского массива.**— Л., «Наука», 1964.
- Макагон В. М. **Жидкие включения в минералах из слюдоносных пегматитов Мамского района.**— Тезисы докладов III Всесоюз. сов. по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. М., «Наука», 1968.
- Макагон В. М. **О температурах образования и послемагматического изменения слюдоносных пегматитов Мамского района (по данным различных геологических термометров).**— Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1971.
- Макагон В. М., Шакин Б. М. **Распределение щелочей мамских слюдоносных пегматитов.**— Геохимия, 1964, № 4.
- Макиевский С. И. **О связи слюдоносных пегматитов с гранитными интрузиями и вмещающими породами.**— Изв. Карельск. и Кольск. филиалов АН СССР, вып. 2, 1958.
- Макиевский С. И. **Основные закономерности размещения слюдоносных пегматитов в Енском и Стрельнинском районах Кольского полуострова.**— Магматические образования Кольского п-ова. М., Изд. АН СССР, 1962а.
- Макиевский С. И. **Об отличиях в минеральном составе согласных и секущих слюдоносных пегматитов.**— Материалы по минералог. Кольского п-ова. М., Изд. АН СССР, т. 3, 1962б.
- Макиевский С. И. **Структурный контроль слюдяных пегматитов Кольского полуострова.**— Геол. строение, развитие и рудоносность Кольского п-ова. М., «Наука», 1968.
- Маракушев А. А. **Факторы минеральных равновесий при метаморфизме.**— Геология и геофизика, 1961, № 4.
- Маракушев А. А. **Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород.** М., «Наука», 1965.
- Маракушев А. А. **Влияние температуры на состав биотитов в метаморфических породах.**— Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 7.
- Маракушев А. А., Тарарин А. И. **О минералогических критериях щелочности гранитоидов.**— Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 3.
- Марфуни А. С. **Полевые шпаты — фазовые отношения, оптические свойства и геологическое распределение.** М., Изд. АН СССР, 1962.
- Менерт Н. **Новое о граните.** М., ИЛ, 1963.
- Миловский А. В. **О развитии кварц-мусковитового комплекса в слюдоносных пегматитах и вмещающих их породах.**— Зап. ВМО, сер. 2, ч. 91, вып. 3, 1962.
- Мишарев Д. Т., Амеландов А. С., Захарченко А. С., Смирнова В. С. **Стратиграфия, тектоника и пегматитовость северо-западного Беломорья.**— Тр. ВСЕГЕИ, новая сер., т. 31, 1960.
- Нагайцев Ю. В., Лебедев В. И. **К минералогии и геохимии глиноземистых гнейсов беломорского комплекса (Чупино-Лоухский р-н).**— Вестник ЛГУ, вып. 3, № 18, 1971.
- Наливкин А. Б. **Процент выхода тяжелых фракций протокочек вмещающих пегматиты пород как критерий поисков слюдоносных пегматитов.**— Тр. Ин-та геол. Карельск. филиала АН СССР, вып. 7, 1971.
- Недумов И. Б. **Особенности генезиса редкометалльных пегматитов одного из полей**

- Сибири.— Тр. Ин-та минерал. геохим. и кристаллохимии редких элементов. М., Изд. АН СССР, вып. 8, 1961.
- Недумов И. Б. Особенности генезиса редкометалльных пегматитов одного из полей Сибири.— Тр. ИМГРЭ, вып. 8, 1962.
- Неуструев Ю. С. К изучению стратиграфии и метаморфизма кристаллических пород Северной Карелии.— Тр. Лен. геол.-развед. треста, вып. 20, 1938.
- Никаноров А. С. К вопросу о взаимоотношениях биотита и мусковита в слюдоносных пегматитах.— Информ. бюлл. ВСЕГЕИ, № 9, 1959а.
- Никаноров А. С. К вопросу о генерациях и типах промышленного мусковита.— Информ. бюлл. ВСЕГЕИ, № 9, 1959б.
- Никаноров А. С. О генезисе пегматитов беломорского метаморфического комплекса.— Тр. ВСЕГЕИ, т. 147, 1969.
- Никаноров А. С., Михайлов И. И. О температурах образования крупнокристаллического мусковита в слюдоносных пегматитах.— Зап. ВМО, ч. 93, вып. 5, 1964.
- Никаноров А. С., Михайлов И. И. О температурах образования мусковита.— Зап. ВМО, ч. 96, вып. 2, 1967.
- Никаноров А. С., Михайлов И. И. О составах гранатов из пегматитов и метаморфических пород беломорского комплекса.— Зап. ВМО, ч. 98, вып. 6, 1969.
- Никитин В. Д. К генезису мусковитовых пегматитов Северной Карелии.— Зап. ВМО, ч. 79, вып. 4, 1950.
- Никитин В. Д. Основные черты генезиса керамических пегматитов Южной Карелии.— Зап. ВМО, ч. 79, вып. 3, 1952а.
- Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах.— Зап. ЛГИ, т. 27, вып. 2, 1952б.
- Никитин В. Д. Особенности образования кристаллов мусковита в пегматитовых жилах.— Зап. ЛГИ, т. 29, вып. 2, 1953.
- Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов.— Зап. ЛГИ, т. 30, вып. 2, 1955.
- Никитин В. Д. О состоянии изученности процессов формирования слюдоносных пегматитов.— Тр. ВНИИасбестцемент, вып. 5, 1956.
- Никитин В. Д. Природа ниобо-танталовой минерализации в редкометалльных пегматитах.— Зап. ЛГИ, вып. 2, 1959.
- Никитин В. Д. Генезис слюдоносных зон в телах гигантомигматитов.— Тр. МГК, XXII сессия, «Недра», 1964.
- Никитина Л. П. О содержании кремния в железо-магнезиальных слюдах метаморфических пород.— Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.—Л., «Наука», 1965.
- Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма.— М., Изд. АН СССР, 1961.
- Островский И. А. О физико-химии бинарных систем с летучими компонентами.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 4.
- Перчук Л. Л. Биотит-гранатовый геотермометр.— ДАН СССР, т. 177, 1967, № 2.
- Перчук Л. Л. Равновесие биотита с гранатом в метаморфических породах.— Экспериментальные и теоретические исследования минеральных равновесий. М., «Наука», 1968.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов.— М., «Наука», 1970.
- Петров В. П. Современное состояние представлений о магме и проблема гранита.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 3.
- Петровская Н. В. Гигант-мигматитовый тип пегматитов Мамско-Витимского слюдоносного района.— Тр. Вост.-Сиб. геол. развед. треста, вып. 23, 1937.
- Плохинский Н. А. Биометрия.— Новосибир. изд., СО АН СССР, 1961.
- Полин А. К. Предварительные данные об околожилных ореолах слюдоносных пегматитов.— Зап. ВМО, ч. 99, вып. 5, 1970.
- Полин А. К. Ореолы увеличения декрепитационной активности кварца, полевошпатовый и кварц-полевошпатовый фракции гнейсов как поисковый признак слюдоносных пегматитов.— Тр. Ин-та геол. Карельск. филиала АН СССР, вып. 7, 1971.
- Полин А. К., Эйгирд Р. П. Некоторые особенности гранатов гнейсов одного из месторождений мусковита Северной Карелии как индикатор изменения геологических условий.— Тр. Ин-та геол. Карельск. филиала АН СССР, вып. 7, 1971.
- Полканов А. А. Геологический очерк Кольского п-ова.— Тр. Арктич. ин-та, т. 53, 1936.
- Полканов А. А. Краткий обзор дочетвертичной геологии Кольского п-ова. Международный геол. конгресс.— Тр. XVII сессии, т. 9, 1937.
- Полканов А. А. Дочетвертичная геология Кольского п-ова и Карелии, или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Международный геол. конгресс.— Тр. XVII сессии, т. 2, 1939.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология докембрия Балтийского щита. Международный геол. конгресс. XXI сессия.— Доклады советских ученых. Проблема 3. «Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций». М.—Л., Изд. АН СССР, 1960.

- Попов А. А. Синтез мусковита и парагонита при $t^{\circ}=350-500^{\circ}$.— Геохимия, 1967, № 10.
- Попов А. А. Составы мусковитов и парагонитов, синтезированных при $t^{\circ}=350-500^{\circ}$.— Геохимия, 1968, № 3.
- Пугин В. А., Хитаров Н. И. РТ-схема метаморфических фаций пелитовых пород по экспериментальным данным.— Геохимия, 1968, № 9.
- Пятницкий П. П. Изумруды, их месторождения и происхождение.— Тр. Укр. геол.-развед. треста, 1934.
- Решетникова А. С. Изучение скрытой пятнистости мусковита.— Тр. ГИПРОНИИ-неметаллурд, 1968.
- Родионов Г. Г. О так называемых апографических пегматитах.— Тр. ГИПРОНИИ-слюда, вып. 1, 1954.
- Родионов Г. Г. Происхождение форм пегматитовых тел.— Тр. ВНИИасбестцемент, вып. 5, 1956.
- Родионов Г. Г. Типы слюдоносных пегматитовых тел и их оценка.— Тр. ВИМС, вып. 4, 1959.
- Родионов Г. Г., Гинзбург А. И. Классификация пегматитов и особенности процессов пегматитообразования.— Тр. ВИМС, вып. 22, 1964.
- Руденко С. А. Опыт изучения пертитовых сростаний полевых шпатов в связи с их внутренним строением.— Кристаллография, 1952.
- Руденко С. А. Морфолого-генетическая классификация пертитовых сростаний.— Зап. ВМО, вып. 1, 1954.
- Рудник В. А. Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало-и породообразованию.— Л., «Недра», 1966.
- Рыцк Ю. Е. Тектонические условия формирования слюдоносных пегматитов месторождения Плотина (Сев. Карелия).— Зап. ЛГУ, т. 35, вып. 2, 1959.
- Рыцк Ю. Е. Влияние дизъюнктивных нарушений на распределение пегматитов в северо-западном Белом море.— Тр. ВСЕГЕИ, вып. 83, 1962.
- Рыцк Ю. Е. Роль тектоники в формировании слюдоносных пегматитов.— М., Изд. АН СССР, 1965 (Международный геол. конгресс, XXII сессия, докл. сов. геологов).
- Рыцк Ю. Е. О причинах, определяющих слюдоносность пегматитов.— Зап. ВМО, ч. 98, вып. 4, 1969.
- Рябчиков И. Д., Соловьева Б. И. К геохимии рубидия и лития в слюдоносных пегматитах Сев. Карелии.— Геохимия, 1961, № 4.
- Рябчиков И. Д. Термодинамические расчеты направленности метасоматических процессов.— Геология рудных месторождений, № 6, 1967.
- Салоп Л. И. Геология пегматитовых месторождений Северной Карелии.— Учен. зап. ЛГУ, вып. 45, 1940.
- Салье М. Е. О некоторых закономерностях размещения мусковита в пегматитах Сев. Карелии.— Зап. ВМО, ч. 92, вып. 2, 1963.
- Сафронова Г. П. Геохимические критерии в изучении генезиса слюдоносных пегматитов Сев. Карелии.— Геохимия, 1966а, № 11.
- Сафронова Г. П. Особенности распределения некоторых аксессуарных элементов в карельском мусковите.— Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, Карельск. кн. изд., 1966б.
- Сафронова Г. П. Минералогические и химические особенности экзоконтактовых ореолов слюдоносных пегматитов Сев. Карелии.— Советская геология, 1968, № 6.
- Сафронова Г. П. Химические особенности биоты в пегматитах Северной Карелии.— Тр. Ин-та геол. Карельск. филиала АН СССР, вып. 4, 1969.
- Сидоренко Л. Я. О связи пегматитовых жил месторождения Малиновая Варакка со складчатостью вмещающей толщи.— Бюлл. техн. информации ЛПТТ, № 2—3, 1949.
- Скабичевский П. П. О новом направлении работ по слюде и некоторых ошибках.— Бюлл. техн. информации треста ЛГНТ, вып. 4, 1949.
- Скропышев А. В. О генетической классификации промышленных пегматитов Северной Карелии и направлении поисково-разведочных работ на слюду.— Материалы по геологии месторождений слюды. М.— Л., Госгеолтехиздат, 1953.
- Смирнов В. И. Проблема поисков рудных месторождений, не имеющих выхода на поверхность земли.— Советская геология, 1955, № 4.
- Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений.— Зап. ВМО, ч. 76, вып. 1, 1947.
- Смит Ф. Г. Обзор физико-химических свойств надкритических флюидов.— Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М., Изд. АН СССР, 1954.
- Смит Ф. Г. Геологическая термометрия по включениям в минералах.— М., ИЛ, 1966.
- Смит Ф. Г., Жанс Р. Растворимость твердых фаз в газах.— Вопросы теоретич. и эксперт. петрологии. М., ИЛ, 1963.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов.— Изд. Львовск. ун-та, 1949.
- Соболев В. С. О давлении при процессах метаморфизма.— Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., Изд. АН СССР, 1961.

- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма.— М., «Недра», 1970.
- Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов.— Новосибирск, «Наука», 1964.
- Соколов Ю. М. Гранаты слюдяных пегматитов из разных зон метаморфизма мамской серии.— Некоторые вопросы геологии Азиатской части СССР. М.— Л., Изд. АН СССР, 1959.
- Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты.— М.— Л., «Наука», 1970.
- Соколов Ю. М., Быкова В. С., Бугрова В. Д., Васильева С. Н. Гранаты как критерий выделения пегматитовых провинций (северо-байкальский пегматитовый пояс).— Геология и геохронология докембрия. Тр. ЛАГЕД, вып. 19, 1964.
- Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов.— М., Изд. АН СССР, 1962.
- Солодов Н. А. Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов.— М., «Наука», 1971.
- Солодовникова Л. Л. Материалы к изучению полевых шпатов из пегматитовых жил Северной Карелии.— Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 5, 1935.
- Соседко А. Ф. Материалы по минералогии и геохимии гранитных пегматитов.— М., Изд. АН СССР, 1961.
- Стенарь М. М. Беломорская серия архея Кемско-Беломорского р-на (Западное Беломорье).— Тр. Ин-та геол. Карельск. филиала АН СССР, вып. 4, 1969.
- Судовиков Н. Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья.— Тр. Лен. геол. упр., вып. 19, 1939.
- Судовиков Н. Г. К вопросу о взаимной связи гидротермального оруденения с гранитизацией.— Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд. АН СССР, 1955а.
- Судовиков Н. Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения (по материалам исследования в Карелии).— Тр. ЛАГЕД, вып. 5, 1955б.
- Судовиков Н. Г., Неелов А. Н. Геология южного обрамления Алданского щита. XXII сессия Международного геол. конгресса. Докл. советских геологов. Проблема 10.— Геология докембрия. «Недра», 1964.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М. Геология и петрология средней части южного обрамления Алданского щита.— Л., «Наука», 1965.
- Сучков П. Н. О закономерностях внутреннего строения пегматитов Мамской слюдоносной области.— М., «Наука», 1966.
- Таланцев А. С. Геотермобарометрия по парагенетической ассоциации калиевый полевой шпат — мусковит — альбит.— Ежегодник, 1971. Ин-т геологии и геохимии им. Захарьичко Уральского научного центра АН СССР. Свердловск, 1972.
- Татарский В. Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод.— М.— Л., «Недра», 1965.
- Тернер Ф. Д. Эволюция метаморфических пород.— М., ИЛ, 1957.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород.— М., ИЛ, 1961.
- Тимофеев И. Н. Особенности переработки вмещающих пород на ранних этапах пегматитового процесса.— Геология и мин. редких элементов. Вып. 7, М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Толстой А. И. О некоторых особенностях оптических свойств мусковита Витимско-Мамского месторождения.— Тр. ВНИИасбестцемент, вып. 5, 1956.
- Тугаринов А. И., Бибилова Е. В., Горлов Н. В. О возрастном соотношении карельской и беломорской формаций.— Геохимия, № 3, 1970.
- Успенский Н. М. О гипотезе гранитизации.— Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. 1, Л., Изд. АН СССР, 1931.
- Ферсман А. Е. Материалы к минералогии острова Эльба.— Избр. тр., т. 1, М., Изд. АН СССР, 1952.
- Фишер Р. Статистические методы для исследователей. М., Госстатиздат, 1958.
- Хесс Ф. Пегматиты западных штатов.— Геология рудн. месторожд. Зап. штатов США. М., ОНТИ, 1937.
- Хитаров Н. И. Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., Изд. АН СССР, 1962.
- Хитаров Н. И., Пугин А. А., Бин С., Слуцкий А. В. Соотношения между андалузитом, кизанитом, силлиманитом в условиях умеренных температур и давлений.— Геохимия, № 3, 1963.
- Чесноков В. Н. Закономерности размещения мусковитоносных пегматитовых жил в Мамском слюдоносном районе.— Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. Иркутск, 1966.
- Шавло С. Г. О генезисе некоторых гранитных пегматитов.— Тр. Алтайского горн.-металлург. НИИ, вып. 1, 1954.
- Шавло С. Г. Становление пегматитов Калбы и Нарыма.— Тр. Алтайского горн.-металлург. ин-та, вып. 6, 1959.

- Шаллер В. Т. Пегматиты.— Геология рудн. месторожд. Зап. штатов США. М., ОНТИ, 1936.
- Шафрановский И. И. Выветривание полевых шпатов в пегматитах Северной Карелии.— ЦНИГРИ, вып. 5, 1932.
- Шамакин Б. М. Волна кислотности постмагматических растворов в слюдяных пегматитах.— ДАН СССР, т. 152, 1963, № 4.
- Шамакин Б. М. Геохимические особенности процессов формирования слюдоносных пегматитов Мамского р-на. Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Доклады советских геологов.— Минералогия и генезис пегматитов. М., Изд. АН СССР, 1964.
- Шамакин Б. М., Кириллова А. К., Рыбакова М. М. К геохимии щелочных металлов в слюдоносных пегматитах.— Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М., Изд. АН СССР, 1964.
- Шамакин Б. М., Куфтырева В. А. Стадийность метасоматических процессов в слюдоносных пегматитах и вмещающих породах и критерии определения кислотности постмагматических растворов.— Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М., Изд. АН СССР, 1964.
- Шамакин Б. М., Макрыгина В. А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов и их контактовых ореолов. М., «Наука», 1969.
- Шуркин К. А. Новые данные по геологии друзитов архея западного Беломорья.— ДАН СССР, т. 105, 1955, № 2.
- Шуркин К. А. Магматизм беломорской серии архея.— Методика геологического картирования метаморфических комплексов. М.— Л., Госгеолтехиздат, 1957.
- Шуркин К. А. Магматизм архея северо-западного Беломорья.— Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд. АН СССР, 1960а.
- Шуркин К. А. Магматизм архея Северной Карелии.— Международный геол. конгресс, XXI сессия. М., Изд. АН СССР, 1960б.
- Шуркин К. А. Главные черты геологического развития архея северо-западного Беломорья.— Тр. ЛАГЕД, вып. 9, 1960в.
- Шуркин К. А., Горлов Н. В., Дук В. Л., Салье М. Е. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.— Л., Изд. АН СССР, 1962.
- Шербина В. В. О влиянии давления на изоморфные замещения.— Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. М., «Наука», 1967.
- Якшин А. А. Обзор пегматитов Кондаковского месторождения Восточной Сибири.— Слюды СССР, ЦНИГРИ, 1937.
- Barth T. The feldspar geologic thermometers.— Neues Jahrb. Miner. Abhandl. 1951; v. 82.
- Bjorliykke H. The granite pegmatites of southern Norway.— Amer. Mineralogist, 1937, 22, 47.
- Derry D. The genetic relationships of pegmatites, aplites and tin veins.— Geol. Mag., 1931, 68.
- Emmons R. Selected petrogenic relationships of plagioclase.— Mem. Geol. Soc. Amer., 1953, 52.
- Eskola P. The mineral facies of rocks.— Norsk. geol. tidskr., 1920, 6.
- Eskola P. On the principles of metamorphic differentiation.— Bull. Com. geol. Finl., 1932, 97, 68.
- Eskola P. The nature of metamorphism in the process of granitisation.— Rep. of the 18. Sci. Int. Geol. Congr., Part 3, 1939.
- Eugster H. P., Yoder H. S. The join muscovite-paragonite micas.— Geophysical laboratory Carnegie inst. of Washington, Yearbook 54, 1955.
- Erost M. V. Metamorphic grade and iron-magnesium distribution between co-existing garnet-biotite and garnet-hornblende.— Geol. Mag., 1962, v. 99, 5.
- Hemley J. J., Jones W. R. Chemical aspects of hydrothermal alteration with the emphasis on hydrogen metasomatism.— Ecol. Geol., 1964, 59, N 4.
- Johnston W. D. Beril-tantalite pegmatites of Northeastern Brasil.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1945, 56.
- Kennedy D. On the significance of thermal structures in the Scottish Highlands.— Geol. Mag., 1948, 85.
- Kennedy D., Wasserburg C., Heard N., Newton R. The upper three-phase region in the system $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$.— Conf. on very high pressure.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1962, 260.
- Kretz R. Chemical study of garnet, biotite and hornblend from gneiss of southwestern Quebec with emphasis on distribution of elements in co-existing minerals.— Journ. Geol., 1959, v. 67, N 4.
- Lacroix A. Mineralogie de Madagascar.— Mineralogie appliquee, lithologie. T. 2, Paris, 1922.
- Landes K. K. Original classification of pegmatites.— Amer. mineralogist, 1933, 18.
- Miyashiro A. Calcium-poor garnet in relation to metamorphism.— Geochim. et cosmochim. acta, London, 1953, v. 4, N 4.
- Miller R. Statistical analysis in geological sciences. N. Y., London, 1965.

- Niggly P. Die leichtfluchtigen Bestandteile im Magma.— Preisschr.— Jablonow Ges., 1920, 47.
- Raguin E. Geologie du granite. Paris, 1946.
- Sturt B. A. The composition of garnets from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism.— Journ. Petrol., 1962, v. 3, N 2.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of the experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O .— Mem. Geol. Soc. Amer., 1958, v. 74.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Результаты химического анализа плагиоклазов на пять компонентов (в вес. %)

№ обр.	1	2	3	5	6	7	8	9	11	12	13	14	15	16	17	19	21	22	23	24	25	26
Окислы																						
SiO ₂	64,64	64,60	63,80	63,78	61,84	61,68	65,40	63,32	62,02	61,92	65,88	64,24	62,88	62,52	61,60	62,46	60,76	61,74	63,54	62,94	61,64	61,74
Al ₂ O ₃	21,65	21,73	22,30	22,23	23,47	24,39	21,49	22,17	23,17	23,67	21,26	21,62	21,81	23,36	23,24	22,68	23,85	23,40	22,36	22,55	23,75	23,80
CaO	3,86	4,26	4,37	4,22	4,77	4,68	3,84	4,28	3,49	5,00	3,01	3,69	5,85	5,45	4,66	4,20	5,10	5,55	4,49	4,71	3,72	3,52
Na ₂ O	7,00	6,80	7,20	7,70	7,70	7,70	7,40	7,50	8,40	7,80	7,40	8,20	6,60	7,40	7,80	7,80	7,40	7,30	7,60	7,20	8,00	8,00
K ₂ O	1,40	0,86	0,86	0,86	1,20	0,76	0,74	1,38	1,20	0,80	1,28	0,98	0,80	0,92	1,16	1,16	0,88	0,71	1,00	1,00	1,40	1,08

№ обр.	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	38	55	56	57	59	61	62	64	65	66	114	119
Окислы																						
SiO ₂	61,51	62,60	61,44	62,30	61,18	62,40	62,68	62,52	62,94	62,36	62,12	60,30	63,70	64,56	64,74	65,52	62,54	62,50	64,90	64,08	61,46	63,68
Al ₂ O ₃	22,87	22,08	22,26	22,82	22,65	21,86	22,05	23,29	22,65	22,77	22,41	23,67	22,86	21,49	21,26	21,55	23,11	22,98	21,49	23,15	22,79	22,60
CaO	4,65	4,48	4,31	3,69	3,75	3,76	4,14	3,23	3,92	3,63	4,75	5,48	4,94	2,78	3,80	2,78	4,94	4,43	4,26	5,00	4,29	2,86
Na ₂ O	7,60	7,40	7,80	7,80	7,80	7,60	7,50	7,80	7,20	7,80	7,40	8,10	6,60	8,90	7,90	8,00	7,60	7,80	7,20	7,50	9,25	8,80
K ₂ O	1,12	1,16	1,20	1,60	1,60	1,50	1,60	1,32	1,60	1,40	1,16	0,96	0,66	0,92	0,84	0,96	0,80	0,88	0,66	0,72	0,35	0,94

№ обр.	120	121	123	125	124	128	129	130	131	133	134	139	140	151	152	153	155	156	157	158	159	181
Окислы																						
SiO ₂	61,18	64,38	62,48	62,42	63,38	61,04	60,60	62,98	60,90	61,78	61,88	61,84	62,70	62,24	60,82	62,14	61,14	61,60	62,14	62,94	60,76	62,50
Al ₂ O ₃	23,99	21,92	23,62	24,02	22,65	24,13	25,53	23,57	25,28	24,03	24,27	23,26	22,92	23,82	24,61	23,62	24,33	24,21	23,62	22,42	24,53	23,88
CaO	5,22	2,23	3,28	3,35	3,35	5,69	4,88	3,63	4,40	3,63	3,70	3,81	3,70	4,19	5,02	3,91	5,30	4,33	3,91	3,69	4,40	4,69
Na ₂ O	7,30	8,60	7,50	7,60	7,80	7,50	6,90	7,80	8,00	8,40	7,20	7,95	7,50	7,85	7,00	7,10	7,30	7,30	7,10	8,60	6,70	7,00
K ₂ O	0,51	1,04	0,61	1,02	0,51	0,47	0,88	0,62	0,87	0,71	0,86	0,82	0,75	0,85	0,49	0,95	0,59	0,81	0,95	0,47	1,65	0,86

Продолжение прил. 1

№ обр.		182	184	185	242	246	247	248	250	251	255	257	259	261	263	262	266	268	269	271	272	274	276
Окислы																							
SiO ₂		62,94	61,78	63,32	61,24	61,80	61,08	61,56	61,06	61,66	61,50	61,26	60,74	61,26	62,72	63,16	62,04	61,20	61,82	61,86	62,58	63,82	62,46
Al ₂ O ₃		24,22	23,79	23,33	23,46	23,00	23,10	23,01	23,83	23,20	23,10	23,22	23,65	23,35	23,48	22,22	22,69	23,72	23,10	23,72	22,25	22,00	22,12
CaO		3,50	4,42	4,69	5,16	5,02	4,14	4,98	5,72	4,59	5,39	5,44	5,50	5,95	4,48	3,79	4,25	5,56	5,27	5,39	4,82	4,47	3,57
Na ₂ O		7,30	7,25	6,10	7,90	8,20	7,60	7,20	8,00	8,80	7,60	8,00	7,60	7,40	8,20	8,60	8,30	7,60	7,20	7,60	8,00	8,70	8,60
K ₂ O		1,10	1,10	0,75	0,80	1,04	1,42	1,16	1,24	1,00	0,96	0,96	1,02	0,96	0,96	0,84	1,04	0,96	0,86	0,92	0,92	0,96	1,12

№ обр.		281	285	287	288	289	291	292	293	294	295	296	297	300	301	302	304	305	307	312	313	314	316
Окислы																							
SiO ₂		63,14	61,34	61,32	62,78	61,10	63,52	62,92	63,02	63,48	61,34	61,20	61,00	63,98	62,48	60,64	62,78	61,48	60,54	60,70	61,76	63,22	62,58
Al ₂ O ₃		22,25	21,87	22,61	23,33	22,86	21,68	21,92	22,73	22,11	23,47	23,35	22,73	20,78	22,98	23,24	22,14	23,55	23,62	22,69	23,24	22,14	22,38
CaO		3,80	5,16	4,99	3,51	4,59	3,23	4,82	4,14	3,68	4,43	4,82	4,82	4,30	4,69	4,43	3,32	4,26	4,66	4,50	4,40	3,48	3,48
Na ₂ O		8,60	7,60	7,80	8,00	8,00	9,30	7,00	8,00	8,60	7,80	7,40	8,40	7,00	7,40	7,80	8,30	8,20	7,40	7,80	8,15	8,40	8,20
K ₂ O		0,96	1,12	1,48	1,60	1,28	0,96	0,58	0,80	0,62	0,80	0,66	0,42	0,76	0,76	0,76	1,02	0,84	0,96	0,88	0,80	1,12	1,10

№ обр.		43-хч	46-хч	54-хч	55-хч	58-хч	62-хч	65-хч	72-хч	75-хч	82-хч	86-хч	87-хч	88-хч	91-хч	92-хч	94-хч	96-хч	99-хч	100-хч		
Окислы																						
SiO ₂		63,1	64,3	65,5	63,2	65,4	65,0	65,3	63,4	64,9	66,2	64,9	65,8	66,6	64,3	64,5	63,0	62,4	63,1	65,3		
Al ₂ O ₃		22,9	21,5	21,8	22,9	21,7	21,6	21,6	22,4	21,6	20,5	21,8	20,9	20,9	21,4	22,0	22,7	22,9	22,1	21,6		
CaO		3,61	2,32	2,26	3,66	2,07	1,79	2,01	3,11	3,02	1,31	2,65	2,04	2,21	2,43	2,82	3,94	4,17	3,16	2,40		
K ₂ O		0,60	0,60	0,62	0,72	0,54	0,50	0,56	0,40	0,52	0,54	0,48	0,50	0,44	0,40	0,44	0,40	0,44	0,54	0,50		
Na ₂ O		8,6	9,2	9,5	8,3	8,6	9,3	9,0	8,8	9,0	9,6	9,4	9,0	9,00	8,4	9,0	8,4	8,2	8,2	8,6		

№ обр. Окислы	103-хч	104-хч	105-хч	175-хч	177-хч	180-хч	181-хч	185-хч	234-хч	237-хч	241-хч	242-хч	250-хч	254-хч	255-хч	259-хч	261-хч
SiO ₂	65,9	65,9	66,1	61,4	64,6	65,9	66,2	66,4	63,1	62,8	62,9	63,6	64,8	66,0	62,3	62,0	62,5
Al ₂ O ₃	21,0	20,2	22,2	22,7	22,0	21,2	20,9	20,9	23,1	23,3	23,1	22,6	21,7	21,6	23,6	23,6	23,1
CaO	1,84	1,81	1,20	5,60	2,69	1,73	1,68	1,90	4,03	3,92	3,69	3,30	2,80	2,91	4,31	4,26	4,17
K ₂ O	0,54	0,54	0,56	0,42	0,49	0,60	0,50	0,50	0,80	0,80	0,80	0,80	0,86	0,56	0,64	0,58	0,56
Na ₂ O	9,2	8,8	9,0	7,9	8,9	9,5	9,4	9,4	8,30	7,90	8,30	8,8	9,4	8,8	8,0	8,2	8,2

№ обр. Окислы	366-хч	367-хч	368-хч	369-хч	370-хч	386-хч	387-хч	388-хч	389-хч	461-хч	470-хч	471-хч	473-хч	496-хч	497-хч	498-хч	494-хч
SiO ₂	61,9	63,3	63,0	62,3	61,7	62,1	64,0	63,2	62,8	62,5	63,0	61,8	63,2	62,9	63,9	61,0	65,2
Al ₂ O ₃	23,3	22,5	23,1	23,1	23,7	23,6	22,1	22,7	23,1	23,5	22,8	23,3	22,5	21,9	22,3	22,4	21,2
CaO	4,20	2,97	3,36	3,47	3,64	3,76	2,91	3,19	4,09	3,98	3,81	3,92	3,36	3,25	3,75	3,54	2,46
K ₂ O	0,16	0,56	0,82	0,82	0,94	0,80	0,80	0,66	0,58	0,80	0,72	0,90	0,68	0,70	0,76	0,62	0,54
Na ₂ O	8,2	9,2	9,2	8,8	8,6	8,2	9,2	9,0	8,6	8,0	8,0	8,8	9,0	9,0	8,3	8,4	9,0

№ обр. Окислы	502-хч	504-хч	506-хч	509-хч	510-хч	516-хч	517-хч	519-хч	520-хч	529-хч	530-хч	538-хч	556-хч	560-хч	563-хч	565-хч	459-хч
SiO ₂	61,6	62,1	62,3	62,8	62,3	62,1	61,4	61,4	62,4	62,3	62,2	62,9	61,7	61,1	61,1	61,6	62,9
Al ₂ O ₃	25,5	23,4	23,3	22,9	23,2	23,2	23,4	23,5	23,6	23,2	23,2	22,5	23,0	23,7	23,6	23,5	23,3
CaO	4,55	4,10	4,10	4,10	4,21	3,11	4,04	4,81	4,10	4,32	4,21	3,03	4,32	5,11	4,88	5,11	3,08
K ₂ O	0,80	0,68	0,64	0,78	0,80	0,96	0,74	0,68	0,70	0,70	0,74	0,72	0,80	0,80	0,62	0,62	0,72
Na ₂ O	8,8	8,5	8,6	8,5	8,5	8,6	8,4	8,3	8,4	8,4	9,4	9,2	7,2	8,4	8,4	8,2	8,4

№ обр. Окислы	570-хч	579-хч	584-хч	586-хч	603-хч	605-хч	610-хч	612-хч	613-хч	618-хч	619-хч	669-хч	670-хч	673-хч	674-хч	678-хч	682-хч
SiO ₂	61,5	62,3	63,3	63,5	62,6	62,4	62,3	61,9	63,4	62,3	61,9	61,8	62,2	62,7	63,7	63,5	62,8
Al ₂ O ₃	23,7	23,2	22,4	22,4	23,2	23,2	23,3	23,6	22,6	23,1	23,1	23,5	23,3	22,8	22,5	22,3	22,3
CaO	5,05	4,44	4,03	3,92	4,38	4,24	4,44	4,60	3,09	4,26	4,26	4,31	3,98	3,15	3,25	3,41	3,64
K ₂ O	0,72	0,74	0,91	0,62	0,88	0,70	0,80	0,46	0,52	0,56	0,62	0,45	0,60	0,62	0,60	0,60	0,56
Na ₂ O	8,2	8,2	8,7	8,4	8,2	8,4	8,0	8,3	9,1	8,6	8,6	8,6	8,4	8,6	8,6	9,2	8,8

№ обр. Окислы	318	322	323	324	325	327	328	329	331	332	334	335	336	337	339	340	341	342	346	349	350
SiO ₂	62,20	62,22	62,14	61,66	64,22	63,58	62,00	61,32	61,40	63,34	64,18	62,96	61,90	61,32	64,48	64,02	61,82	63,52	63,38	61,88	62,50
Al ₂ O ₃	23,13	23,00	22,87	22,66	21,43	22,10	22,58	23,27	22,93	21,99	21,43	22,41	22,72	23,55	20,81	21,67	23,15	21,73	21,92	23,15	22,04
CaO	4,58	3,75	4,40	4,25	2,89	3,40	4,03	5,24	3,48	3,80	2,88	4,76	4,64	5,15	2,44	2,94	5,22	3,23	3,40	4,93	3,48
Na ₂ O	7,80	7,80	7,20	7,60	9,00	8,10	8,00	7,60	7,80	8,10	9,20	7,60	8,10	7,00	8,60	8,60	7,50	8,60	8,50	7,60	8,50
K ₂ O	0,64	0,80	1,20	0,94	0,66	0,06	0,80	0,76	1,20	0,83	0,78	0,80	0,84	0,68	0,94	0,80	0,68	0,80	0,78	0,54	0,72

№ обр. Окислы	351	352	357	359	360	361	366	367	373	374	375	377	378	379	380	382	383	384	385	509	510
SiO ₂	64,84	62,34	61,40	60,96	60,38	60,84	60,42	60,48	62,16	62,54	63,24	63,24	61,06	60,24	62,88	61,26	61,20	61,42	61,54	62,82	62,33
Al ₂ O ₃	20,94	22,53	22,84	23,69	23,72	23,59	23,35	23,27	22,78	22,73	21,61	22,41	23,92	23,49	22,44	23,74	22,87	23,74	23,61	22,94	23,24
CaO	3,00	3,57	4,57	3,40	4,76	5,05	4,36	4,08	2,89	3,29	2,66	3,12	5,30	5,34	4,23	3,80	3,29	4,37	3,90	4,10	4,21
Na ₂ O	8,50	7,60	8,00	8,20	7,80	8,00	8,40	8,40	8,20	8,00	8,60	9,08	7,40	7,00	6,80	8,00	7,80	7,80	7,40	8,50	8,50
K ₂ O	0,72	1,08	0,92	1,48	1,08	0,66	0,96	1,04	1,60	1,16	0,92	0,76	0,72	1,00	0,68	0,84	1,30	0,88	0,87	0,78	0,80

№ обр.	517	519	520	529	530	538	586	610	823	839	1091	1093	1094	1132	1133	1136	1138	1141	1143	116	345
Окислы																					
SiO ₂	61,42	61,43	62,40	62,31	61,24	62,92	63,54	62,31	61,72	61,51	64,64	65,00	64,76	62,26	61,72	63,18	63,98	63,98	64,62	62,18	62,20
Al ₂ O ₃	23,42	23,54	23,61	23,22	23,23	22,53	22,41	23,33	22,83	23,02	21,73	21,75	20,30	23,28	23,71	23,00	22,29	22,24	21,86	23,62	23,02
CaO	4,04	4,81	4,10	4,32	4,21	3,03	3,92	4,44	4,32	4,32	3,65	3,96	3,11	5,15	5,97	3,67	3,83	3,37	2,85	5,19	4,45
Na ₂ O	8,40	8,30	8,40	8,40	9,40	9,20	8,40	8,00	8,40	8,40	8,05	8,20	8,80	6,80	7,10	7,55	7,95	8,20	8,00	8,30	7,50
K ₂ O	0,74	0,68	0,70	0,70	0,74	0,74	0,63	0,83	0,64	0,86	0,75	0,77	1,06	0,47	0,49	0,94	0,82	0,82	0,71	0,62	0,88

№ обр.	348	51	52	53	54	103	104	105	102	106	107	108	109	110	111	127	166	167	168	83	86
Окислы																					
SiO ₂	62,52	63,05	61,50	61,38	61,86	62,96	63,30	61,48	61,58	61,12	61,40	61,80	62,14	61,10	62,40	61,36	63,42	62,88	63,34	62,26	61,10
Al ₂ O ₃	22,61	22,28	23,40	23,73	23,98	23,04	23,04	23,60	23,98	23,91	23,91	23,91	23,60	24,29	23,98	23,71	22,00	23,00	22,57	23,25	24,13
CaO	4,82	4,88	5,15	4,60	3,92	5,22	4,54	5,11	4,71	5,91	5,57	5,05	5,40	5,22	4,94	5,38	4,61	4,61	4,46	5,40	5,40
Na ₂ O	8,00	6,60	7,50	7,20	7,00	7,20	7,00	7,50	7,50	7,00	7,10	7,00	7,00	7,60	6,60	7,10	7,60	7,40	7,60	8,50	8,50
K ₂ O	0,80	1,08	1,16	1,60	1,20	0,78	1,08	1,00	1,12	0,96	0,96	0,96	0,96	0,80	0,96	0,51	0,91	0,76	0,68	0,46	0,61

№ обр.	97	98	99	100	20	122	126	1-хч	4-хч	8-хч	11-хч	12-хч	13-хч	23-хч	26-хч	28-хч	29-хч	38-хч	39-хч	41-хч
Окислы																				
SiO ₂	61,96	61,94	62,06	62,30	63,22	62,12	61,98	63,5	64,1	64,4	63,2	63,9	64,8	64,4	64,7	65,0	64,9	64,8	65,4	60,7
Al ₂ O ₃	23,28	24,13	23,28	23,71	22,68	23,98	24,68	22,5	22,4	21,7	22,5	21,9	21,7	22,1	22,2	21,3	21,6	21,6	21,7	24,3
CaO	4,80	4,80	4,80	5,10	4,43	4,05	3,98	3,50	3,16	2,24	3,10	2,82	2,35	3,27	2,91	2,18	2,29	2,21	2,15	5,37
Na ₂ O	7,60	7,80	7,40	6,90	7,60	8,00	7,00	8,8	8,7	9,2	8,8	9,4	9,4	8,8	8,8	8,9	8,8	8,9	9,0	7,7
K ₂ O	1,52	1,13	0,85	0,88	1,10	0,48	0,86	0,48	0,72	0,74	0,40	0,68	0,40	0,52	0,60	0,52	0,68	0,54	0,60	0,50

Продолжение прил. 1

№ обр.	683-хч	685-хч	687-хч	688-хч	691-хч	694-хч	696-хч	697-хч	725-хч	726-хч	728-хч	729-хч	733-хч	734-хч	736-хч	738-хч	740-хч
Окислы																	
SiO ₂	62,6	61,8	61,4	62,4	62,0	61,9	61,3	61,2	60,7	61,0	60,5	60,3	60,5	60,9	60,6	60,2	60,6
Al ₂ O ₃	22,9	22,8	23,8	23,5	22,8	22,9	23,7	23,6	23,9	23,8	24,3	24,3	24,2	24,2	24,1	24,2	24,2
CaO	4,20	3,98	4,37	4,54	4,22	4,20	4,76	4,57	4,81	5,00	5,32	5,44	5,30	5,60	5,21	5,38	5,35
K ₂ O	0,62	0,56	0,52	0,66	0,56	0,56	0,46	0,54	0,62	0,60	0,50	0,32	0,56	0,48	0,56	0,50	0,62
Na ₂ O	8,4	8,8	8,4	8,4	8,6	8,6	8,2	8,4	8,2	8,2	7,8	7,8	7,8	7,6	7,8	8,0	7,8

№ обр.	743-хч	745-хч	748-хч	751-хч	753-хч	756-хч	758-хч	763-хч	769-хч	773-хч	774-хч	775-хч	777-хч	779-хч	781-хч	782-хч	785-хч
Окислы																	
SiO ₂	60,7	60,5	63,9	63,0	64,0	61,8	61,9	63,7	62,5	62,6	61,5	61,7	61,8	62,2	62,1	63,1	61,4
Al ₂ O ₃	24,0	24,0	21,8	21,8	22,1	22,8	23,0	22,0	22,8	22,6	23,0	23,1	23,2	23,1	23,2	22,5	23,1
CaO	5,15	5,04	3,43	3,67	3,09	4,42	4,50	3,35	4,26	4,12	4,15	4,41	4,60	3,81	4,40	4,30	4,42
K ₂ O	0,72	0,82	0,82	0,80	0,86	0,90	0,88	0,18	0,90	1,08	1,10	1,18	0,88	1,30	0,86	0,80	0,88
Na ₂ O	7,6	8,2	8,7	9,1	9,2	8,4	8,1	3,8	8,2	8,1	8,1	8,2	8,1	8,1	8,2	8,1	7,9

№ обр.	814-хч	823-хч	828-хч	830-хч	832-хч	834-хч	836-хч	839-хч	840-хч	931-хч	932-хч	933-хч	934-хч	935-хч	938-хч	939-хч	940-хч
Окислы																	
SiO ₂	62,1	61,7	62,1	62,1	62,5	62,2	62,0	61,5	62,0	60,5	60,2	60,6	60,7	61,2	60,9	60,8	61,0
Al ₂ O ₃	23,1	22,8	23,0	23,1	22,8	23,1	23,2	23,0	23,2	25,3	25,3	25,0	24,7	24,4	25,0	25,0	24,9
CaO	4,38	4,32	4,38	4,37	4,38	4,32	4,27	4,32	4,48	6,06	6,21	6,06	6,06	5,90	5,75	6,06	5,75
K ₂ O	0,64	0,64	0,84	0,86	0,82	0,74	0,80	0,86	0,72	0,55	0,60	0,48	0,53	0,60	0,72	0,60	0,77
Na ₂ O	8,4	8,4	8,2	8,2	8,1	8,2	8,3	8,4	8,16	7,6	7,8	7,6	8,1	8,1	7,0	7,5	7,8

№ обр. Окислы	950-хч	951-хч	952-хч	955-хч	956-хч	960-хч	961-хч	962-хч	963-хч	964-хч	966-хч	967-хч	977-хч	981-хч	995-хч	999-хч	1001-хч
SiO ₂	60,4	60,7	61,1	60,7	60,7	59,5	60,0	60,2	60,3	60,8	64,0	63,8	62,2	60,3	62,4	62,7	63,2
Al ₂ O ₃	25,0	24,7	24,7	25,3	25,3	24,4	24,4	25,5	25,3	25,0	22,4	22,7	23,8	25,0	23,0	23,6	22,8
CaO	6,51	6,21	6,06	6,36	6,36	6,36	6,16	6,16	6,04	6,38	4,10	3,99	5,13	6,15	4,54	4,54	3,63
K ₂ O	0,27	0,43	0,17	0,27	0,27	0,43	0,16	0,13	0,04	0,13	0,18	0,20	0,11	0,16	0,72	0,18	0,84
Na ₂ O	7,6	7,3	7,3	7,3	7,1	7,7	9,0	8,1	7,7	7,7	8,4	8,8	8,2	8,6	8,3	7,9	8,5

№ обр. Окислы	1005-хч	1007-хч	1010-хч	1019-хч	1020-хч	1021-хч	1022-хч	1024-хч	1028-хч	1037-хч	1038-хч	1039-хч	1044-хч	1045-хч	1048-хч
SiO ₂	63,4	62,2	62,1	60,5	60,3	60,5	61,2	60,7	59,6	60,4	59,5	59,8	59,5	59,7	61,0
Al ₂ O ₃	22,7	22,7	23,6	24,4	25,0	24,7	24,7	24,7	25,1	25,3	25,3	25,3	25,1	24,7	24,4
CaO	3,63	4,54	4,09	5,75	5,45	6,96	5,00	5,75	5,15	3,33	5,15	5,15	4,54	4,54	3,33
K ₂ O	0,84	0,18	0,96	0,72	0,67	0,77	1,06	0,89	1,06	1,69	1,49	1,35	1,33	1,54	1,35
Na ₂ O	8,5	8,3	8,3	7,5	6,9	6,6	7,0	7,0	7,6	7,6	6,7	7,0	7,2	7,2	7,6

Результаты химического анализа микроклинов на пять компонентов, (в вес. %)

№ обр.	2	5	7	14	15	16	17	21	22	33	34	35	50	49	48	59	60	61	63	83
Окислы																				
SiO ₂	64,8	64,3	63,8	64,4	64,4	64,7	64,6	64,5	64,6	64,8	64,4	64,4	64,5	64,3	64,5	64,2	65,0	64,8	64,8	64,6
Al ₂ O ₃	18,5	18,7	18,6	18,6	18,4	18,7	18,9	18,7	16,2	18,8	18,8	18,7	19,0	19,0	18,7	18,4	18,7	19,0	18,7	18,7
CaO	0,63	0,50	0,60	0,71	0,72	0,78	0,71	0,79	0,80	0,68	0,78	1,10	1,10	0,83	1,10	0,69	0,69	0,59	0,83	1,10
Na ₂ O	2,16	2,26	2,10	2,46	2,80	2,26	2,12	2,56	2,46	2,56	2,63	2,29	2,00	2,02	2,06	2,06	2,70	2,43	2,33	2,09
K ₂ O	12,6	13,0	13,1	12,60	12,70	12,6	13,0	12,3	12,0	12,6	12,3	13,4	13,4	13,4	13,4	13,2	12,2	13,0	12,2	12,5

№ обр.	84	114	117	118	119	126	129	130	131	133	148	155	158	182	183	186	191	193	194	199
Окислы																				
SiO ₂	64,4	64,6	64,3	64,5	64,3	64,3	63,8	64,5	64,0	64,0	64,7	64,4	64,5	64,8	64,6	64,2	64,1	63,3	63,8	63,7
Al ₂ O ₃	18,7	14,0	14,2	14,3	19,0	19,0	19,3	19,3	19,0	19,0	18,4	19,0	19,0	19,3	19,4	19,4	19,4	19,4	19,2	19,3
CaO	0,83	0,83	1,10	0,97	1,10	0,83	0,76	0,83	0,83	0,83	0,97	0,97	0,83	0,83	0,69	0,83	0,96	0,96	0,69	1,10
Na ₂ O	2,26	2,06	2,29	2,56	2,36	1,86	2,16	2,29	2,49	2,67	2,16	2,40	2,40	2,83	3,03	2,42	2,66	2,60	2,66	2,66
K ₂ O	12,5	12,3	12,5	12,1	12,5	13,4	12,6	13,4	12,5	12,5	13,0	12,1	12,5	11,6	12,1	12,9	12,1	13,4	13,3	12,4

№ обр.	205	207	213	216	217	223	226	227	232	235	238	239	243	244	245	249	251	252	253	258
Окислы																				
SiO ₂	64,3	64,3	63,9	64,2	64,3	64,5	64,8	64,7	64,1	64,2	64,3	64,4	64,3	64,5	64,6	64,3	64,9	64,0	64,3	64,3
Al ₂ O ₃	19,4	19,4	19,4	19,4	19,7	19,2	18,7	18,8	19,2	19,0	19,2	18,7	18,7	18,9	18,6	18,9	18,7	18,7	18,8	18,7
CaO	0,96	1,10	1,10	1,05	0,96	0,55	0,55	0,69	0,69	0,69	0,69	0,83	0,69	0,69	0,69	0,83	0,97	0,69	0,83	0,55
Na ₂ O	2,70	2,70	2,80	2,66	2,93	2,20	2,59	2,36	2,20	2,12	2,46	2,12	2,46	2,36	2,97	2,22	2,17	2,39	2,29	2,46
K ₂ O	12,4	11,70	11,7	11,2	11,2	13,5	12,8	13,0	13,0	13,5	12,8	13,0	13,0	12,8	12,1	12,8	13,0	13,4	13,1	12,6

№ обр.	339	340	348	349	350	351	380	381	382	383	384	385	390	391	394	395	408	409	425	430
Окислы																				
SiO ₂	64,6	64,5	65,0	64,8	64,3	63,9	64,4	64,6	64,8	64,5	64,3	63,9	63,8	64,1	64,5	64,2	64,4	64,2	64,4	64,7
Al ₂ O ₃	18,7	19,3	19,0	19,0	18,7	18,8	19,3	19,4	19,3	19,3	18,7	19,6	19,3	19,3	19,2	19,3	19,6	19,6	19,3	18,7
CaO	0,65	0,69	0,55	0,55	0,55	0,55	0,69	0,72	0,83	0,69	0,69	0,83	0,69	0,83	0,83	0,83	0,68	0,68	0,79	0,52
Na ₂ O	2,22	1,89	2,41	2,00	1,19	2,19	2,41	2,56	2,70	2,47	2,43	2,16	2,16	2,53	2,29	2,40	2,43	2,29	2,13	3,00
K ₂ O	13,9	13,9	13,0	13,4	13,1	13,9	12,1	12,1	12,1	12,1	12,8	12,5	13,5	12,5	12,8	12,8	12,0	12,8	12,0	12,4

№ обр.	439	440	442	446	447	448	449	450	451	452	457	462	464	472	476	499	410	411	412	505
Окислы																				
SiO ₂	64,8	64,8	64,4	64,6	65,0	64,4	65,1	65,0	64,4	65,2	64,8	64,6	64,6	64,5	64,9	64,9	64,4	64,3	64,3	64,6
Al ₂ O ₃	19,3	19,3	19,6	19,3	18,4	19,0	19,0	18,7	18,7	18,7	18,8	19,0	18,4	19,2	19,3	19,3	19,6	19,3	19,6	19,3
CaO	0,57	0,57	0,57	0,63	0,41	0,48	0,41	0,50	0,52	0,52	0,43	0,50	0,50	0,50	0,43	0,48	0,68	0,57	0,68	0,50
Na ₂ O	2,06	1,95	2,29	2,43	3,10	2,00	2,90	2,02	2,83	2,90	2,63	1,82	1,55	2,02	2,26	2,36	2,53	2,22	2,60	2,16
K ₂ O	12,3	12,5	12,8	12,6	12,2	13,5	12,1	13,0	12,3	11,8	12,1	13,3	13,7	12,6	13,0	12,3	12,0	12,5	12,1	12,5

№ обр.	511	512	522	523	527	531	534	537	542	559	562	564	582	585	588	591	592	601	606	609
Окислы																				
SiO ₂	64,8	65,3	64,9	64,6	64,6	64,6	64,4	64,7	64,6	64,5	65,6	64,5	64,1	64,0	63,9	64,2	65,0	64,3	64,3	63,8
Al ₂ O ₃	19,3	19,3	19,3	19,0	19,3	19,3	19,3	19,3	19,0	19,3	19,0	19,3	19,2	19,2	19,5	19,3	18,7	19,6	19,6	19,6
CaO	0,59	0,55	0,65	0,48	0,87	0,66	0,55	0,69	0,69	0,77	0,69	0,69	0,69	0,69	0,69	0,68	0,57	0,57	0,50	0,68
Na ₂ O	2,36	2,29	2,36	2,19	1,89	2,12	2,46	2,12	1,10	1,65	1,55	1,55	2,22	2,36	2,36	2,16	1,62	2,02	2,16	1,48
K ₂ O	12,3	12,8	13,0	13,0	19,5	12,5	12,3	12,4	12,6	13,0	12,8	12,8	13,2	13,1	12,5	13,0	14,0	13,5	13,0	13,7

№ обр.	786	787	817	819	824	825	826	833	842	843	844	846	849	850	852	853	854	862	863	865
Окислы																				
SiO ₂	64,0	64,0	64,0	64,0	63,9	63,8	64,0	64,5	64,6	64,3	64,2	64,2	63,9	64,0	63,9	64,2	63,6	64,3	64,2	64,2
Al ₂ O ₃	19,6	19,3	19,3	19,6	19,3	19,3	19,6	19,3	19,4	19,3	19,4	19,4	19,4	19,3	19,4	19,4	19,4	19,0	19,0	19,3
CaO	0,80	0,74	0,63	0,57	0,63	0,63	0,76	0,76	0,76	0,76	0,76	0,76	0,61	0,61	0,76	0,76	0,76	1,03	0,80	0,80
Na ₂ O	2,22	1,85	1,89	1,95	1,89	2,02	1,95	2,06	2,16	2,20	2,33	2,20	2,16	2,22	2,29	2,40	2,13	2,40	2,40	2,40
K ₂ O	12,8	13,0	13,0	12,8	13,2	13,0	12,5	12,7	12,3	12,4	12,3	12,4	12,5	12,5	12,3	12,5	13,1	12,1	13,2	12,2

№ обр.	878	882	887	888	889	899	900	901	909	910	996	1000	1002	1006	1008	1011	1050	1051	1052	1053
Окислы																				
SiO ₂	64,9	64,6	64,5	64,4	64,5	64,4	64,5	64,8	64,2	64,6	64,4	64,6	64,7	65,0	64,1	64,4	63,9	63,5	63,6	63,6
Al ₂ O ₃	19,0	19,3	19,6	19,2	19,3	19,0	19,2	19,0	19,2	19,0	19,3	19,2	19,3	19,3	19,0	19,6	19,7	19,6	19,6	19,3
CaO	0,57	0,63	0,68	0,68	0,63	0,63	0,57	0,51	0,63	0,63	0,63	0,63	0,51	0,40	0,51	0,40	0,47	0,51	0,49	0,44
Na ₂ O	2,13	2,36	2,00	2,22	2,00	2,00	2,00	2,29	2,02	2,36	2,75	2,70	2,97	3,13	2,97	3,10	2,36	2,36	2,29	2,40
K ₂ O	12,3	12,6	13,3	13,3	13,4	14,0	13,3	13,6	12,8	13,0	12,1	12,1	11,6	11,9	11,2	11,6	12,5	13,6	13,5	13,0

№ обр.	1054	1138	1139	1140	1141	1142	1143	1144	1145	1146	1147	1165	1169	1181	1182	1183	1184	1185	1186	338
Окислы																				
SiO ₂	63,5	64,5	64,3	64,5	65,2	64,9	64,7	64,8	64,5	64,8	64,6	64,5	64,4	64,8	64,3	64,8	64,6	64,2	64,5	64,5
Al ₂ O ₃	19,7	19,6	19,3	19,3	19,3	19,3	19,2	19,2	19,0	19,6	19,4	19,3	19,4	19,6	19,4	19,4	19,3	19,3	19,3	18,5
CaO	0,49	0,77	0,76	0,46	0,46	0,54	0,54	0,46	0,31	0,50	0,56	0,56	0,39	0,44	0,50	0,50	0,44	0,56	0,39	0,69
Na ₂ O	2,09	2,97	2,60	2,87	3,02	2,67	2,84	2,84	3,14	2,82	2,45	1,91	2,09	2,04	2,13	2,17	2,10	2,10	2,10	2,33
K ₂ O	13,5	11,7	12,70	13,0	11,2	11,6	11,6	12,0	11,8	11,4	12,5	13,0	13,0	12,6	12,7	12,8	12,6	12,8	12,8	13,4

№ обр. Окислы	1059-хч	1060-хч	1061-хч	1062-хч	1063-хч	1064-хч	1065-хч	1067-хч	1068-хч	1069-хч	1084-хч	1085-хч	1086-хч	1087-хч
SiO ₂	60,6	60,7	60,7	60,6	60,1	60,0	62,4	59,5	60,4	60,7	58,4	62,3	60,1	62,8
Al ₂ O ₃	23,9	24,4	24,7	24,4	24,7	25,0	23,6	24,7	26,1	25,0	25,3	23,6	25,0	23,6
CaO	6,04	5,81	6,15	6,04	6,15	6,49	4,45	6,13	6,38	4,79	6,96	5,93	6,66	4,84
K ₂ O	0,55	0,48	0,35	0,55	0,46	0,39	0,52	0,25	0,64	0,69	0,51	0,35	0,36	0,09
Na ₂ O	7,6	7,3	7,1	7,3	7,4	7,6	8,1	8,1	6,9	8,1	7,8	6,9	7,3	8,8
№ обр. Окислы	1088-хч	1089-хч	1090-хч	1099-хч	1100-хч	1101-хч	1102-хч	1103-хч	1104-хч	1105-хч	1121-хч	1123-хч	1124-хч	1122-хч
SiO ₂	60,4	60,4	61,6	60,7	61,4	60,6	60,6	60,3	60,7	60,9	63,6	64,6	63,4	62,1
Al ₂ O ₃	24,4	23,6	24,1	24,7	24,3	24,3	23,5	25,0	24,7	24,7	22,7	22,8	22,7	23,7
CaO	6,36	6,06	5,30	6,06	6,06	6,36	6,38	6,66	6,66	6,66	4,54	2,42	3,63	4,54
K ₂ O	0,24	0,45	0,30	0,12	0,21	0,27	0,12	0,16	0,22	0,24	0,41	0,38	0,41	0,36
Na ₂ O	7,5	8,2	8,3	7,8	7,8	7,8	8,1	7,1	7,1	7,1	7,3	8,6	8,4	8,4
№ обр. Окислы	1125-хч	1126-хч	1127-хч	1128-хч	1164-хч	1168-хч	1171-хч	1172-хч	1173-хч	1174-хч	1176-хч	1177-хч	1178-хч	1180-хч
SiO ₂	61,3	61,5	62,5	65,5	62,2	62,5	62,4	62,4	62,8	65,1	64,8	61,4	63,5	63,9
Al ₂ O ₃	22,2	23,3	22,7	21,6	23,8	23,6	23,8	23,8	23,4	22,0	22,3	22,3	22,7	22,8
CaO	3,63	4,54	4,06	2,73	4,64	4,54	4,69	4,54	4,09	2,42	2,57	3,33	3,79	3,48
K ₂ O	0,41	0,51	0,46	0,53	0,34	0,65	0,60	1,04	0,82	0,65	0,51	0,34	0,31	0,31
Na ₂ O	8,0	8,9	8,8	8,6	7,6	8,1	8,4	8,1	8,4	9,0	9,0	8,8	8,6	8,8

Химические анализы биотитов из пегматитов

Окислы	2-с	х-297	х-149	х-159	х-124	х-124 ^а	х-427	х-427 ^а	х-445	х-445 ^а	ч-491	ч-599	ч-604	ч-604 ^а
SiO ₂	35,90	36,72	35,94	35,52	35,60	34,96	32,66	30,72	31,76	31,96	35,62	35,28	35,86	34,20
TiO ₂	1,98	2,22	2,06	1,98	1,86	2,09	2,22	1,96	1,32	0,78	2,10	2,22	1,98	2,50
Al ₂ O ₃	20,45	17,88	18,54	18,89	18,25	17,85	18,73	19,61	19,45	19,57	17,67	17,31	17,75	17,72
Fe ₂ O ₃	3,24	4,82	3,23	4,89	5,69	4,26	6,43	6,30	4,93	6,77	4,93	6,57	6,26	6,28
FeO	16,83	15,71	18,87	16,6	15,35	16,68	15,77	17,13	21,12	20,87	17,83	15,49	15,77	16,38
MnO	0,13	0,10	0,16	0,24	0,26	0,24	0,33	0,42	0,44	0,19	0,19	0,28	0,19	0,26
MgO	9,47	9,00	8,82	9,25	9,32	9,26	10,52	10,62	7,74	6,66	8,43	9,32	8,83	9,26
CaO	0,61	1,38	0,61	0,76	1,24	сл.	1,38	0,43	1,38	0,29	1,38	0,37	1,66	сл.
Na ₂ O	0,18	0,47	0,18	0,18	0,23	сл.	0,22	сл.	0,27	сл.	0,18	0,18	0,23	сл.
K ₂ O	8,68	9,30	7,83	8,44	7,95	9,33	5,30	5,42	8,12	6,43	8,34	8,15	7,71	9,52
H ₂ O ⁺	1,92	2,10	2,45	2,10	2,58	—	4,72	—	5,66	—	2,26	2,36	2,44	2,83
H ₂ O ⁻	0,84	0,54	0,66	0,71	0,79	—	0,85	—	0,61	—	0,79	0,77	0,78	—
П.П.П.	0,56	0,78	1,30	1,05	1,58	4,66	1,18	7,07	1,36	6,79	1,20	1,23	0,77	1,61
Сумма	100,60	100,56	100,67	100,58	99,91	99,33	99,46	99,68	100,65	100,31	100,13	99,36	99,45	100,56

Окислы	ч-627	ч-641	ч-641 ^а	645-с	ч-689	ч-689 ^а	ч-710	ч-732	ч-735	ч-735 ^а	ч-744	ч-744 ^а	786-с	ч-772
SiO ₂	35,78	34,84	34,56	35,68	35,48	34,90	35,54	35,44	36,20	35,62	35,22	36,16	36,24	35,52
TiO ₂	1,98	2,10	1,86	2,50	2,30	2,56	2,44	2,03	2,16	2,22	2,20	2,15	2,26	2,10
Al ₂ O ₃	17,61	18,24	18,31	18,55	17,53	17,59	17,45	16,83	16,22	10,72	17,76	17,81	20,81	17,96
Fe ₂ O ₃	5,14	6,92	9,28	5,49	5,80	9,28	5,94	1,93	7,46	3,54	8,37	6,58	1,82	4,84
FeO	16,61	17,32	17,20	16,61	17,18	16,02	16,97	18,73	14,22	18,02	13,24	14,59	15,62	16,12
MnO	0,23	0,33	0,31	0,15	0,33	0,38	0,24	0,20	0,21	0,23	0,19	0,17	0,09	0,12
MgO	7,73	6,65	6,35	8,73	7,34	6,77	8,63	10,12	9,52	10,01	9,23	9,39	10,12	10,12
CaO	1,38	1,52	0,72	1,10	1,24	0,72	1,38	2,27	1,38	0,76	2,90	1,30	0,61	1,38
Na ₂ O	0,27	0,22	0,12	0,19	0,18	0,12	0,22	сл.	0,30	0,18	сл.	сл.	0,46	0,23
K ₂ O	8,92	7,65	8,10	8,80	7,23	7,71	7,95	6,03	8,68	8,56	6,80	7,52	8,07	7,71
H ₂ O ⁺	2,04	3,06	2,63	1,64	3,32	3,33	2,56	4,06	2,82	1,26	4,42	—	1,73	2,08
H ₂ O ⁻	0,88	0,77	—	0,51	0,89	—	0,82	1,27	1,21	0,80	1,18	—	0,79	0,79
П.П.П.	0,70	0,78	0,83	0,24	1,53	1,12	0,70	1,02	0,26	2,52	0,76	5,36	1,31	1,25
Сумма	99,39	99,63	100,27	100,68	99,46	100,50	100,02	99,97	99,43	99,64	100,85	100,03	99,88	99,43

Окислы	ч-772 ^а	ч-780	ч-789	ч-794	ч-855	895-с	903-с	ч-976	ч-988	ч-979	ч-1023	х-1025	х-1026	1029-с
SiO ₂	35,24	35,80	35,40	35,78	34,66	36,14	35,28	35,50	35,34	35,82	36,12	35,64	36,36	36,26
TiO ₂	2,21	2,32	2,04	1,93	2,08	2,10	1,96	2,20	1,84	2,16	2,30	2,68	2,60	0,86
Al ₂ O ₃	17,63	17,11	19,42	19,74	19,39	20,37	19,47	17,30	17,89	17,56	17,59	17,35	16,92	20,55
Fe ₂ O ₃	4,41	5,19	2,17	2,78	3,46	3,21	5,07	4,38	6,87	5,48	4,00	5,66	7,42	4,10
FeO	16,16	16,26	18,66	17,53	18,44	16,12	17,60	17,77	15,46	17,07	15,88	14,75	14,96	17,55
MnO	0,06	0,12	0,14	0,16	0,23	0,14	9,20	0,40	0,40	0,28	0,17	0,17	нет	0,23
MgO	10,10	10,32	8,93	0,71	9,13	9,47	8,33	9,17	9,13	9,02	11,08	10,97	9,52	8,83
CaO	0,14	1,38	0,61	0,91	0,83	0,76	1,10	0,30	0,45	0,30	0,60	0,91	0,36	0,38
Na ₂ O	0,16	0,26	0,15	0,15	0,19	0,16	0,22	0,20	сл.	0,20	0,23	0,22	сл.	0,16
K ₂ O	9,04	0,56	8,44	8,44	7,78	8,31	8,53	3,92	8,10	8,09	8,19	8,19	8,07	9,34
H ₂ O ⁺	—	2,14	2,08	1,92	1,80	1,74	1,34	1,84	1,18	2,62	2,00	1,88	2,46	1,06
H ₂ O ⁻	—	0,88	0,75	0,76	0,42	0,79	0,46	—	—	—	—	—	—	0,30
П.П.П.	4,51	0,02	1,66	2,01	1,79	1,53	0,71	1,99	2,81	1,58	1,76	1,65	1,60	0,18
Сумма	99,66	99,48	100,45	100,87	99,78	100,84	99,81	99,97	99,97	99,68	99,92	100,07	100,27	99,50

Окислы	х-1032	1036-с	1036 ^а	х-1040	1043-с	х-1077	х-1057	х-1078	х-1092	х-1095	х-1095 ^а	1130-с	1184-с
SiO ₂	36,22	36,33	34,68	36,12	36,00	35,86	35,76	35,60	35,78	36,20	35,18	35,32	35,68
TiO ₂	2,30	1,16	2,78	3,24	2,22	2,68	2,90	2,56	2,55	2,64	2,45	2,06	0,76
Al ₂ O ₃	17,11	20,36	19,23	16,15	19,01	16,75	17,21	18,04	17,43	17,26	16,64	19,41	20,62
Fe ₂ O ₃	5,60	5,28	4,86	4,21	4,50	5,36	4,74	6,14	4,25	5,22	2,59	3,86	4,25
FeO	15,88	13,24	12,34	17,14	13,80	15,74	16,30	16,16	16,02	16,23	17,80	17,46	18,33
MnO	0,17	0,06	0,04	0,23	0,06	0,26	0,28	0,36	0,26	0,17	0,10	0,19	0,20
MgO	10,39	11,54	10,89	10,15	11,51	10,21	9,67	9,19	10,87	11,02	11,14	10,12	8,65
CaO	0,36	0,42	сл.	0,45	1,10	0,60	0,60	0,36	0,45	0,54	0,29	0,83	0,42
Na ₂ O	0,20	0,20	сл.	сл.	0,19	0,18	сл.	нет	0,16	0,20	0,20	0,26	0,18
K ₂ O	2,60	9,28	9,34	8,87	8,22	9,16	8,87	8,39	8,19	7,85	8,44	8,74	8,86
H ₂ O ⁺	1,00	1,42	—	—	1,68	1,86	1,46	—	1,98	1,96	—	1,54	1,32
H ₂ O ⁻	—	0,37	—	—	0,53	—	—	—	—	—	—	0,46	0,37
П.П.П.	2,53	0,03	5,33	3,49	1,50	1,12	1,96	3,14	1,89	1,06	4,79	0,75	0,09
Сумма	100,36	99,32	99,43	100,05	99,79	99,78	99,75	100,00	99,34	100,35	99,62	100,5	99,37

Химические анализы мусковитов из пегматитов (в вес. %)

Окислы	х-57	х-70	х-80	х-98	х-428	х-456	ч-474	ч-495	х-1132	х-1151	х-1193	х-1198
SiO ₂	44,78	45,02	45,02	45,08	45,02	44,60	44,74	44,24	45,40	45,14	44,68	45,04
TiO ₂	0,24	0,28	0,46	0,10	0,24	сл.	0,44	0,44	0,10	0,22	0,10	0,24
Al ₂ O ₃	32,97	32,48	32,20	31,92	32,20	32,27	32,83	32,69	32,06	32,48	32,48	31,99
Fe ₂ O ₃	4,80	5,23	3,65	3,83	4,63	5,11	4,66	4,32	8,90	8,39	4,40	5,37
FeO	0,90	0,60	1,42	2,17	1,05	1,05	0,67	0,67	1,80	1,50	1,50	0,82
MnO	0,02	сл.	0,02	0,04	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	сл.	0,02
MgO	1,07	0,83	1,46	0,94	1,07	0,85	1,19	1,24	1,04	0,94	0,94	1,11
CaO	0,06	сл.	сл.	0,14	0,18	0,18	0,18	0,12	0,29	сл.	сл.	0,12
Na ₂ O	0,53	0,67	0,89	0,51	0,55	0,62	0,53	0,61	0,43	0,57	0,74	0,59
K ₂ O	9,88	9,90	9,35	9,59	9,88	9,83	9,88	9,88	10,12	10,18	10,06	9,88
H ₂ O ⁺	4,60	5,50	5,56	5,56	5,27	4,60	5,28	6,06	4,47	5,20	4,93	4,47
п.п.п.	0,64	нет	0,16	нет	0,29	0,56	нет	0,22	0,95	0,67	0,70	0,75
Сум- ма	100,49	100,51	100,19	99,88	100,42	99,74	100,42	100,51	100,58	100,31	100,53	100,50

Химические анализы гранатов из пегматитов (в вес. %)

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.П.П.	Сумма
К-9	36,82	сл.	22,89	2,23	23,14	10,10	0,85	3,40	0,13	0,05	0,20	—	99,81
К-20	37,62	сл.	22,58	4,25	22,20	10,02	1,18	1,28	0,15	0,06	0,20	—	99,54
К-49	37,21	сл.	22,43	2,79	19,76	14,70	0,37	1,87	0,09	0,06	0,32	—	99,60
К-61	37,68	сл.	22,15	5,26	14,67	17,36	0,38	1,32	0,06	0,26	0,33	0,32	99,80
К-62	37,23	сл.	22,45	2,86	17,90	15,80	0,78	2,32	0,08	0,05	0,29	—	99,76
К-63	37,42	сл.	21,69	1,48	18,43	15,10	2,60	2,08	0,08	0,06	0,38	0,19	99,51
К-64	37,72	сл.	22,31	2,28	20,22	7,46	1,78	7,65	0,11	0,08	0,34	—	99,95
626	36,16	0,12	23,14	2,47	26,52	6,28	2,61	2,90	—	—	0,24	—	100,44
629	35,80	сл.	21,67	0,72	30,23	3,57	3,16	4,85	—	—	0,22	—	100,22

% Ог, количество и состав пертитов в микроклине

Месторож- дение, № жил	№ проб.	% Ог	% пертита	№ пертита	Месторож- дение, № жил	№ проб.	% Ог	% пертита	№ пертита
Хетоламби- но 5 ^ю	чх-408	74,9	6	14	Черная Салма				
	409	76,8	6	13	„ 3	хч-582	77,9	6	10
	410	74,2	5	—	„	588	77,4	6	10
	411	77,4	5	—	„	591	77,9	6	10
	412	76,0	6	—	„	592	82,3	6	—
	380	77,0	7	—	„	585	77,5	6	11
	381	73,6	6	—	„	601	84,8	8	—
	382	72,5	6	—	„	606	79,4	5	—
	383	74,6	6	—	„	607	78,0	5	—
	384	75,9	6	—	„	609	82,8	8	—
	385	76,8	7	—	Коросов- ский 113	842	76,8	7	—
	390	78,6	6	—	„	843	76,4	7	—
	391	74,3	7	—	„	844	75,9	7	—
	393	74,3	7	—	„	845	76,0	7	—
	394	76,3	7	—	„	846	76,5	7	—
	395	75,4	7	—	„	849	77,5	6	—
	238	75,7	6	—	„	850	77,2	6	—
	235	78,5	6	—	„	852	76,0	7	—
	239	77,6	7	6	„	853	76,6	6	—
	243	75,8	6	14	„	854	78,8	7	—
	244	76,4	6	—	Б. Будаи- ха, А	623	82,1	4	14
	245	71,4	5	—	1а	624	82,4	4	18
	249	76,7	7	—	„	620	80,3	6	9
	252	77,0	6	—	1г	676	83,0	6	15
	253	76,3	7	—	„	679	80,6	6	11
	258	75,0	4	—	„				

Триклинность ($\Delta\rho$) и упорядоченность ($S\%$) микроклинов
из пегматитов 2-й фациальной группы

Тип пегма- титов	№ жил	№ обр.	S %	$\Delta\rho$
1	2	3	4	5
I	Хетоламбино, 30	1050	76	0,88
	„	1051	78	0,83
	„	1052	72	0,79
	„	1053	82	0,86
	„	1054	82	0,87
	Черная Салма, 3	585	76	0,90

Тип пегма- титов	№ жил	№ обр.	S %	Δ p
1	2	3	4	5
	Коросовский бор, 113	852	78	0,88
	„	853	78	0,83
	Хетоламбино, 195	1070	74	0,88
	Среднее		79	0,86
II	Хетоламбино, 195	K-4	84	0,91
	„ 18	K-25	82	0,95
	Попов Наволок, 9	462	84	0,95
	Хетоламбино, 195	1030	77	0,88
	„	1035	78	0,88
	„	1036	76	0,91
	„ 226	1071	84	0,93
	„	1072	78	0,91
	„	1073	83	0,93
	„ 1910	48	81	0,91
	„	49	83	0,93
	„	60	81	0,95
	Среднее		81	0,92
III	Хетоламбино, 99	425	82	0,93
	„	430	81	0,98
	Хетоламбино, 142	446	83	0,95
	„	448	82	0,95
	„	450	85	0,98
	Черная Салма, 3	582	81	0,93
	„	588	82	0,96
	„	591	83	0,91
	„	592	80	0,93
	Б. Будаиха, 1	692	86	0,95
	„	693	82	0,93
	Коросовский бор, 113	842	83	0,91
	„	843	81	0,88
	„	844	81	0,87
	„	845	82	0,92
	„	846	81	0,91
	„	849	83	0,91
	„	850	83	0,89
	„	854	82	0,91
	Хетоламбино, 99	440	82	0,95
	Среднее		82	0,93

Данные корреляции Al_{VI} в биотитах из пегматитов и глиноземистости (Al') вмещающих пород

1-я фац. гр. (слюдяные пегматиты)				2-я фац. гр. (слюдяно-керамические пегматиты)				3-я фац. гр. (керамические пегматиты)			
№ проб биотитов	Al_{VI} биотитов	№ проб гнейсов	Al' гнейсов	№ проб биотитов	Al_{VI} биотитов	№ проб гнейсов	Al' гнейсов	№ проб биотитов	Al_{VI} биотитов	№ проб гнейсов	Al' гнейсов
1036-с	17,3	141-II	+19	ч-780	10,4	32-чх	—11	х-1023	11,4	33-хБ	—34
1036а—с	16,0	163-II	+25	х-1057	12,0	х-1008-х	— 3	х-1092	10,3	33-хБ	—34
1043-с	14,3	137-II	+37	ч-491	13,9	х-1079-х	— 7	х-1095	9,4	33-хБ	—34
М-855	17,0	183-II	+39	х-149	15,0	х-1082-х	— 5	х-1025	10,3	19-хБ	—25
2-с	18,6	165-II	+34	х-97	17,3	х-1083-х	+13	х-1077	10,3	19-хБ	—25
1184-с	19,0	151-II	+40	ч-604	14,7	14-чх	+20	х-1078	11,7	19-хБ	—25
895-с	19,5	192-II	+41	х-159	15,0	х-1081-х	— 2	х-1032	10,9	х-1044-х	—23
97—17	16,8	147-II	+43	ч-491а	14,7	х-1078-х	+ 9	х-1040	9,0	х-1038-х	—44
766-с	21,0	196-II	+52	119—17	13,3	х-1076-х	+ 8	х-1026	11,7	х-1037-х	—56
191—4	17,3	274-II	+53	ч-772	12,1	12-чх	+ 5				
				ч-772а	12,9	31-чх	+12				
				ч-599	12,0	15-чх	+11				

Данные корреляции Al_{VI} в мусковитах из пегматитов и глиноземистости Al' вмещающих пород

1-я фац. гр. (сланцевые пегматиты)				2-я фац. гр. (сланцево-керамические пегматиты)			
№ проб мусковита	Al_{VI} мусковита	№ проб гнейса	Al' гнейса	№ проб мусковита	Al_{VI} мусковита	№ проб гнейса	Al' гнейса
564	83,0	141-П	+19	х-1193	80,5	х-107-х	+ 2
525а	84,0	141-П	+19	х-70	80,0	х-1078-х	+ 9
562а	84,5	163-П	+25	11	79,5	х-1083-х	+13
187—3	88,5	163-П	+25	ч-474	79,5	27-чх	+11
ж-7—8	85,0	165-П	+34	51	79,5	х-1078-х	+ 9
562б	86,5	165-П	+34	ч-495	79,5	28-чх	+ 5
187—9	87,5	165-П	+34	х-98	79,5	х-1009-х	+ 3
219—10	89,0	137-П	+37	х-456	79,5	х-1081-х	— 2
99—10	87,5	137-П	+37	х-1132	79,5	х-1081-х	— 2
187—8	88,5	192-П	+41	х-57	79,5	х-1079-х	— 7
97—7	87,5	151-П	+40	х-80	78,5	х-1008-х	— 3
169—4	87,5	183-П	+39	х-1198	78,0	х-1010-х	+ 2
218—4г	86,5	147-П	+43	55	78,0	х-1076-х	+ 8
801	85,5	151-П	+40	60	76,5	х-1075-х	+ 7
1192-с	86,5	147-П	+43	455	76,5	х-1008-х	— 3
ж-11	84,5	192-П	+41	21	76,0	х-1077-х	+ 1
545в	88,5	183-П	+39	22	75,0	х-1077-х	1
846-с	86,5	196-П	+52				
192—8г	85,0	196-П	+52				
ж-10	87,0	274-П	+53				
219—9	89,0	274-П	+53				

Разбивка анализов плагиоклазов по группам для статистической обработки

Гр. 1:

№№ 51—54, 83, 86, 97—100, 102—111, 127, 128, 166—168, 307, 378, 379.

Гр. 2:

№№ 1—3, 5—7, 11, 14—16, 19, 21, 22, 24, 25, 28, 31, 33, 38, 120, 292, 295, 296, 300, 301, 316, 380, 382, 385.

Гр. 3:

№№ 8, 9, 12, 13, 17, 20, 23, 26, 27, 29, 30, 32, 34—36, 293—294, 297, 302, 304, 305, 312—314, 318, 383, 384.

Гр. 4:

№№ 55, 56, 59, 62, 64—66, 116, 122, 123, 125, 129, 131, 134, 139, 152, 153, 155, 159, 322, 323, 327—329, 335, 337, 341, 348, 349, 352, 345.

Гр. 5:

№№ 57, 61, 114, 119, 121, 124, 126, 130, 133, 140, 151, 156—158, 324, 325, 331, 332, 334, 336, 339, 340, 342, 346, 350, 351, 1091, 1093, 1094, 1138, 1141, 1143.

Гр. 6:

№№ 181, 182, 185, 242, 246, 250, 255, 263, 269, 271, 274, 276, 281, 285, 288, 357, 360, 361, 366, 373, 374, 375.

Гр. 7:

№№ 184, 247, 248, 251, 257, 259, 260, 266, 268, 272, 287, 289, 359, 367, 377, 509, 510, 517, 519, 520, 529, 530, 538, 586, 610, 823, 839.

- Гр. 8: (здесь и далее нумерация с индексами «хч»)
№№ 556, 560, 563, 565, 570, 773—775, 777, 779, 781, 782, 785, 1055, 1059—1062.
- Гр. 9:
№№ 1, 4, 23, 26, 41, 55, 94, 96, 175, 176, 365, 366, 370, 386, 389, 461, 470, 471, 497, 498, 756, 758, 769, 1121, 1122, 1164, 1168, 1171, 1172.
- Гр. 10:
№№ 8, 11, 12, 13, 28, 29, 38, 39, 43, 46, 54, 58, 62, 65, 72, 73, 82, 86, 87, 88, 91, 92, 99, 100, 103—105, 177, 180, 181, 185, 367—369, 387, 388, 459, 444, 496, 473, 748, 751, 753, 763, 1123—1128, 1173—1174, 1176—1178, 1180.
- Гр. 11:
№№ 234, 237, 241, 242, 255, 259, 261, 504, 506, 502, 516, 579, 584, 603, 605, 814, 828, 832, 834, 830, 836, 840, 995, 1010.
- Гр. 12:
№№ 250, 254, 509, 510, 517, 519, 520, 529, 530, 538, 586, 610, 823, 839, 999, 1001, 1005, 1007.
- Гр. 13:
№№ 1019—1022, 1024.
- Гр. 14:
№№ 725, 729, 734, 738, 740, 743, 745, 1084, 1088, 1097, 1101.
- Гр. 15:
№№ 726, 728, 733, 736, 950, 951, 952, 955, 956, 1085—1087, 1089—1091, 1099, 1100, 1102, 1102—1105.
- Гр. 16:
№№ 931, 932, 939, 960, 963, 964, 1028, 1044, 1063, 1064, 1067—1069.
- Гр. 17:
№№ 933—935, 938—940, 961, 962, 1037—1039, 1045, 1048, 1065.

Приложение 11

Разбивка анализов микроклина по группам для статистической обработки

- Гр. 23:
№№ 2, 5, 7, 21, 22, 48, 49, 119, 213, 216, 217, 223, 232, 338, 351, 380, 381, 385, 390, 395, 408, 409, 457, 460, 464, 472, 476, 499, 1138, 1140, 1142.
- Гр. 24:
№№ 126, 129, 130, 131, 133, 148, 150, 158, 191, 193, 194, 199, 205, 207, 559, 562, 564, 786, 787, 1050—1054.
- Гр. 25:
№№ 14—17, 33—35, 50, 59, 61, 63, 83, 84, 114, 117, 118, 182, 183, 186, 226, 227, 339, 340, 348—350, 382—384, 391, 394, 410—412, 1139, 1141—1147.
- Гр. 26:
№№ 235, 238, 239, 258, 425, 430, 505, 522, 527, 542, 582, 609, 817, 826, 842, 853, 854, 865, 889, 909, 996, 1165, 1169, 1181.
- Гр. 27:
№№ 243, 442, 446—452, 511, 512, 523, 531, 534, 537, 591, 592, 601, 606, 824, 862, 863, 878, 888, 1000, 1002, 1006, 1184—1186.
- Гр. 28:
№№ 244, 245, 249, 251—253, 439, 440, 585, 588, 819, 825, 833, 843, 844, 846, 849, 850, 852, 882, 887, 899, 900, 901, 910, 1008, 1011, 1182, 1183.
- Гр. 18:
№№ 612, 619, 669, 670, 687, 688, 683, 696, 697, 966, 967, 981.
- Гр. 19:
№№ 613, 618, 673, 674, 678, 682, 685, 696, 694, 977.

Плагноклазы

Гр. 1, $n=28$

Парная корреляция

 $D = 0,233$ $r_{n\ 95\%} = 1,96$ $\sigma_r = 0,384$ $r_{n\ 99\%} = 2,56$ $\sigma_r = 0,502$

Частная корреляция

 $\sigma = 0,410$ $r_{ч\ 99\%} = 0,544$ $r_{ч\ 95\%} = 1,96$

r_n	Si	Al	Ca	Na	K	$r_{ч}$	Si	Al	Ca	Na	K
Si	1,00	-0,728	-0,452	-0,131	-0,008	Si	1,00	-0,667	-0,387	-0,172	-0,261
Al	-0,728	1,00	-0,347	-0,077	-0,017	Al	—	1,00	+0,739	-0,384	-0,339
Ca	-0,452	-0,347	1,00	-0,106	-0,460	Ca	—	—	1,00	-0,146	-0,532
Na	-0,131	-0,077	0,106	1,00	-0,326	Na	—	—	—	1,00	-0,355
K	-0,08	-0,017	-0,460	-0,326	1,00	K	—	—	—	—	1,00

Гр. 2, $n=29$

Парная корреляция

 $D = 0,071$ $r_{n\ 95\%} \sigma_r = 0,377$ $r_{n\ 99\%} \sigma_r = 0,493$

Частная корреляция

 $r_{ч\ 95\%} \sigma_r = 0,402$ $r_{ч\ 99\%} \sigma_r = 0,522$

r_n	Si	Al	Ca	Na	K	$r_{ч}$	Si	Al	Ca	Na	K
Si	1,00	-0,855	-0,247	-0,347	+0,089	Si	1,00	-0,795	-0,403	-0,217	-0,213
Al	—	1,00	+0,136	+0,392	-0,157	Al	—	1,00	-0,119	+0,174	-0,298
Ca	—	—	1,00	-0,548	-0,522	Ca	—	—	1,00	-0,575	-0,344
Na	—	—	—	1,00	+0,382	Na	—	—	—	1,00	+0,177
K	—	—	—	—	1,00	K	—	—	—	—	1,00

Гр. 5, $n=34$

Парная корреляция

 $r_{n\ 95\%} = 0,347$ $r_{n\ 99\%} = 0,453$

Частная корреляция

 $r_{ч\ 95\%} = 0,365$ $r_{ч\ 99\%} = 0,476$

r_n	Si	Al	Ca	Na	K	$r_{ч}$	Si	Al	Ca	Na	K
Si	1,00	-0,786	-0,715	+0,431	+0,118	Si	1	-0,739	-0,621	-0,484	-0,350
Al	—	1	+0,607	-0,648	-0,838	Al	—	1	-0,301	-0,665	-0,452
Ca	—	—	1	-0,580	-0,509	Ca	—	—	1	-0,543	-0,345
Na	—	—	—	1	-0,305	Na	—	—	—	1	-0,574
K	—	—	—	—	1	K	—	—	—	—	1

Гр. 6, $n=23$

Парная корреляция
 $D = 0,222$ $r_{п\ 95\%} = 0,427$ $r_{п\ 99\%} = 0,558$

Частная корреляция
 $r_{ч\ 95\%} = 0,463$ $r_{ч\ 99\%} = 0,604$

$r_{п}$	Si	Al	Ca	Na	K	$r_{ч}$	Si	Al	Ca	Na	K
Si	1	-0,416	-0,548	+0,308	+0,945	Si	1	-0,410	-0,543	-0,400	-0,104
Al	—	1	+0,343	-0,547	-0,652	Al	—	1	+0,543	-0,572	+0,154
Ca	—	—	1	-0,392	-0,454	Ca	—	—	1	-0,306	-0,416
Na	—	—	—	1	+0,272	Na	—	—	—	1	+0,144
K	—	—	—	—	2	K	—	—	—	—	1

Гр. 3, $n=27$

Парная корреляция
 $D = 0,108$ $r_{п\ 95\%} = 0,392$ $r_{п\ 99\%} = 0,512$

Частная корреляция
 $r_{ч\ 65\%} = 0,417$ $r_{ч\ 99\%} = 0,545$

$r_{п}$	Si	Al	Ca	Na	K	$r_{ч}$	Si	Al	Ca	Na	K
Si	1,0	-0,755	-0,477	-0,307	+0,136	Si	1,00	-0,550	-0,428	-0,462	-0,386
Al	—	1,00	+0,436	+0,189	-0,169	Al	—	1,00	+0,653	-0,770	-0,724
Ca	—	—	1,00	-0,315	-0,485	Ca	—	—	1,00	-0,585	-0,685
Na	—	—	—	1,00	-0,529	Na	—	—	—	1,00	-0,712
K	—	—	—	—	1,00	K	—	—	—	—	1,00

Гр. 4, $n=38$

Парная корреляция
 $D = 0,266$ $r_{п\ 95\%} = 0,321$ $r_{п\ 99\%} = 0,420$

Частная корреляция
 $r_{ч\ 95\%} = 0,341$ $r_{ч\ 99\%} = 0,445$

$r_{п}$	Si	Al	Ca	Na	K	$r_{ч}$	Si	Al	Ca	Na	K
Si	1,00	-0,772	-0,284	+0,161	-0,375	Si	1,00	-0,776	-0,344	-0,108	-0,171
Al	—	1,00	+0,128	-0,211	+0,186	Al	—	1,00	-0,216	-0,195	-0,104
Ca	—	—	1,00	-0,282	-0,356	Ca	—	—	1,00	-0,304	-0,407
Na	—	—	—	1,00	-0,135	Na	—	—	—	1,00	-0,132
K	—	—	—	—	-1,00	K	—	—	—	—	1,00

Гр. 7, $n=28$

Парная корреляция
 $D = 0,061$ $r_{п\ 95\%} = 0,384$ $r_{п\ 99\%} = 0,502$

Частная корреляция
 $r_{ч\ 95\%} = 0,408$ $r_{ч\ 99\%} = 0,532$

$r_{п}$	Si	Al	Ca	Na	K	$r_{ч}$	Si	Al	Ca	Na	K
Si	1	-0,678	-0,561	+0,486	-0,516	Si	1	-0,733	-0,552	-0,445	-0,701
Al	—	1	+0,447	-0,452	+0,978	Al	—	1	-0,309	-0,482	-0,578
Ca	—	—	1	-0,688	+0,190	Ca	—	—	1	-0,714	-0,534
Na	—	—	—	1	-0,524	Na	—	—	—	1	-0,671
K	—	—	—	—	1	K	—	—	—	—	1

Содержание

Введение	3
Глава I. Краткий геологический очерк	5
Глава II. Структурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов северной Карелии.	8
Состояние вопроса	8
Структурно-парагенетическая классификация	10
Типоморфный структурно-минеральный комплекс	11
Структурно-парагенетический тип пегматитов	15
О систематической единице «род пегматита»	19
Фациальная группа пегматитов	22
Возрастная группа пегматитов	26
О систематической единице «формация пегматитов»	26
Глава III. Вертикальная зональность пегматитов и элементы внутрирудной тектоники.	28
Вертикальная зональность пегматитов	28
Элементы внутрирудной тектоники и внутрирудные тектонические импульсы	35
Глава IV. Особенности химического состава породообразующих минералов пегматитов различных типов и фациальных групп	40
Плагиоклазы	41
Микроклины	61
Биотиты	76
Мусковиты	91
Гранаты	99
Общие особенности химического состава породообразующих минералов	104
Глава V. Ореолы пегматитов	108
Состояние вопроса	108
Петрографические, минералого-геохимические особенности и условия метаморфизма вмещающих пород	110
Петрографические и минералого-геохимические особенности ореолов	121
Ореолы «пропаривания»	140
Закономерности формирования ореолов	153
Глава VI. Закономерности пространственного размещения пегматитов различных типов в пределах месторождений	160
Глава VII. Вопросы генезиса пегматитов в северной Карелии	166
Возрастная последовательность формирования минеральных ассоциаций пегматитов	168
Этапы и стадии формирования пегматитов северной Карелии	176
О связи пегматитообразования с процессами регионального метаморфизма	187
Заключение	188
Литература	192
Приложения	203
Графические приложения	

Л. Л. Гродницкий, А. К. Полин

ПЕГМАТИТЫ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ И ИХ ОРЕОЛЫ
(КЛАССИФИКАЦИЯ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ)

Редакторы З. Ф. Кадетова, А. В. Щемелева
Технический редактор Э. С. Луккеева
Корректор Г. А. Проводина

Сдано в набор 6/III 1974 г. Подписано к печати 10/II 1975 г. Е-00521. Бумага $70 \times 108^{1/16}$, № 2.
23,67 усл. печ. л., 20,29 уч.-изд. л. Изд. № 63. Тираж 500. Заказ 1239. Цена 2 р. 04 к.

Издательство «Карелия». Петрозаводск, пл. им. В. И. Ленина, 1.
Типография им. Анохина Управления по делам издательства, полиграфии
и книжной торговли Совета Министров Карельской АССР
Петрозаводск, ул. «Правды», 4.